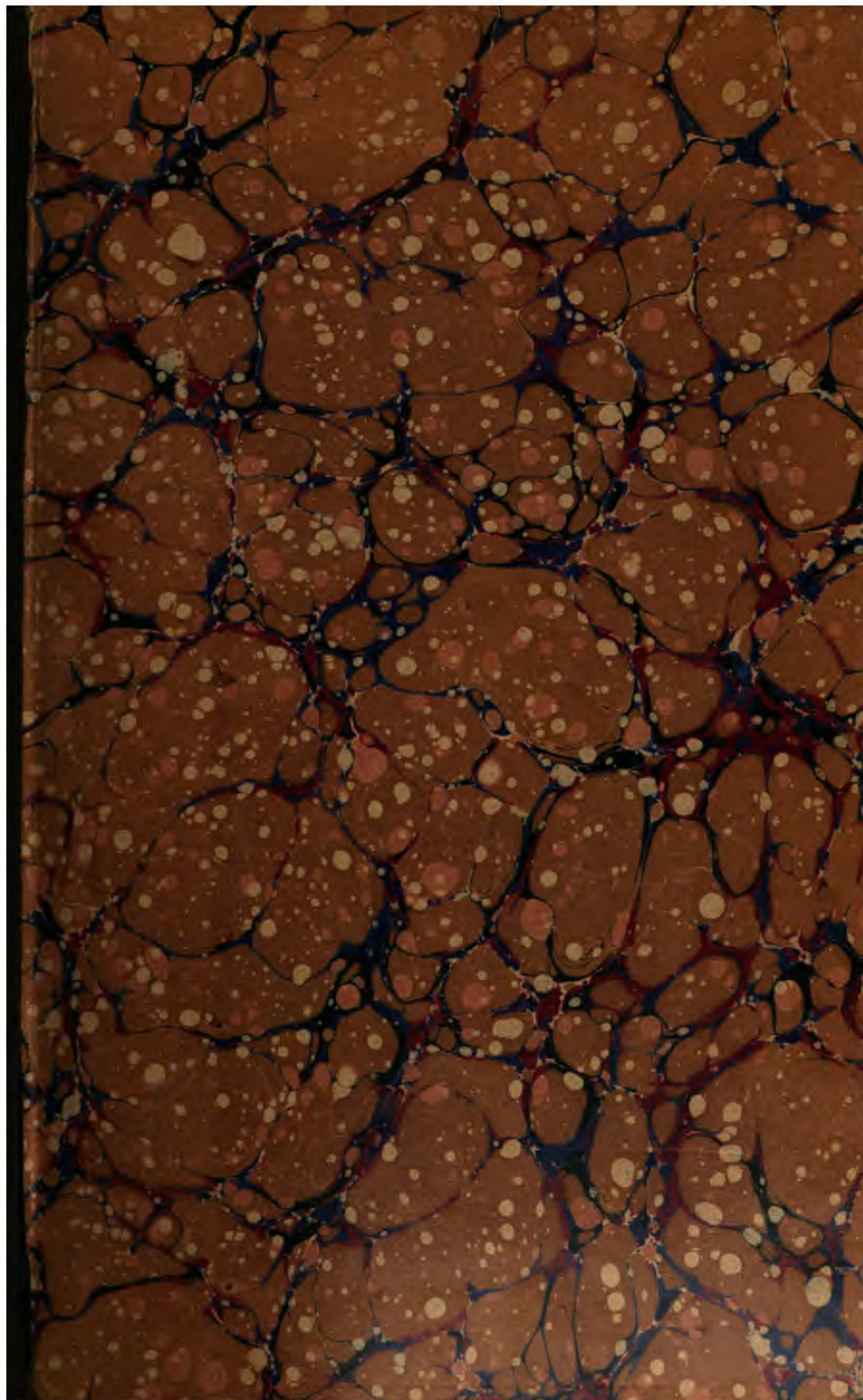
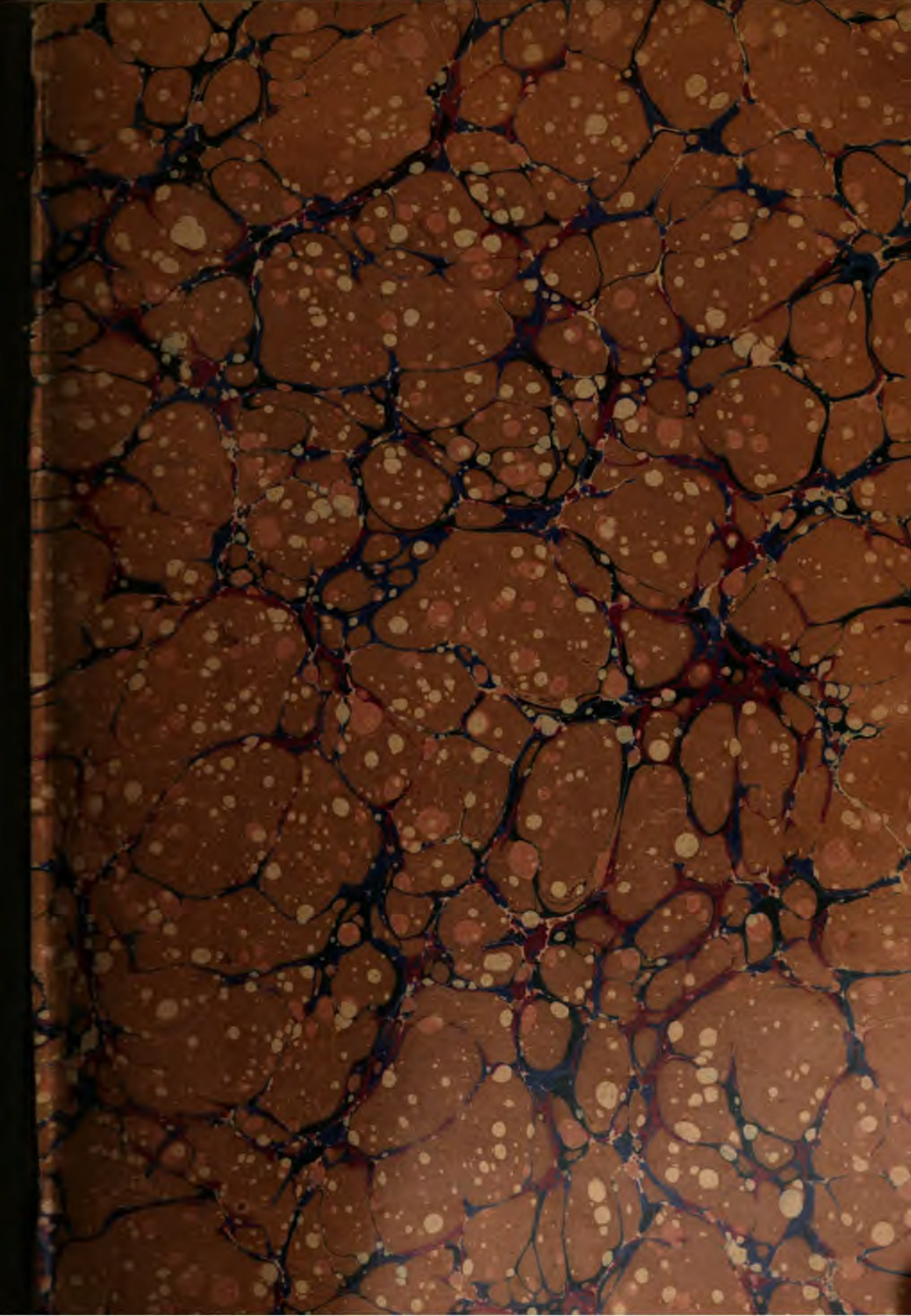




Gen

Ausgegeben am 15. Juni 1907.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1907. LVII. BAND

1. u. 2. Heft.





Wien, 1907.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung,
I., Graben 31.

JAHRBUCH

DER

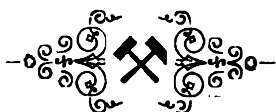
KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

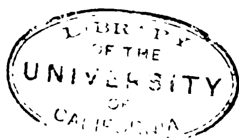
GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LVII. BAND 1907.

Mit 19 Tafeln.





Wien, 1907.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei **R. Lechner (Wilh. Müller)**, k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Inhalt.

Heft 4.

Verzeichnis der Tafeln:

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Direktor:

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer des kaiserl. russischen Sct. Stanislausordens II. Kl. und des Komturkreuzes II. Kl. des königl. schwedischen Nordsternordens, Ritter des königl. portugiesischen Sct. Jakobsordens und des montenegrinischen Daniloordens, Phil. Dr., k. k. Hofrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, Präsident der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Société géologique de Belgique in Lüttich, der königl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der rumänischen Geographischen Gesellschaft in Bukarest und der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, korrespondierendes Mitglied der Geological Society of London, der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Geographischen Gesellschaft in Leipzig, der Gesellschaft Antonio Alzate in Mexiko etc., III., Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, III., Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Teller Friedrich, Phil. Dr. hon. causa, k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kais. Akademie der Wissenschaften, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen, II., Schüttelstraße Nr. 15.

Geyer Georg, III., Hoernesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v., III., Hansalgasse Nr. 3.

Rosiwal August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III., Bechardgasse Nr. 10.

Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnesberg Konrad, k. k. Regierungsrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen etc., II., Paffrathgasse Nr. 6.

Geologe:

Dreger Julius, Phil. Dr., III., Ungargasse Nr. 71.

Chemiker:

Eichleiter Friedrich, III., Kollergasse Nr. 18.

Adjunkten:

Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., XIII., Penzingerstraße Nr. 78.

Suess Franz Eduard, Phil. Dr., a. o. Professor an der k. k. Universität, II., Afrikanergasse Nr. 9.

Kossmat Franz, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität und an der k. k. Hochschule für Bodenkultur, III., Metternichgasse Nr. 5.

Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII., Klostergasse Nr. 37.

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., XIII., Friedhofstraße Nr. 16.

Schubert Richard Johann, Phil. Dr., III., Rasumofskygasse Nr. 2.

Waagen Lukas, Phil. Dr., III., Sophienbrückengasse Nr. 10.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., Besitzer der kais. ottomanischen Medaille für Kunst und Gewerbe, III., Hauptstraße Nr. 33.

Assistenten:

Ampferer Otto, Phil. Dr., XVIII., Haizingerstraße Nr. 49.

Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., III., Geusaugasse Nr. 31.

Trener Giovanni Battista, Phil. Dr., II., Kurzbauergasse Nr. 1.

Praktikant:

Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III., Hoernesgasse Nr. 24.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III., Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Jahn Eduard, Besitzer des goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III., Messenhausergasse Nr. 8.

Skala Guido, III., Hauptstraße Nr. 81.

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Oberrechnungsrat, III., Marxergasse Nr. 23.

In zeitlicher Verwendung:

Frenzl Olga, III., Hainburgerstraße Nr. 32.

Diener:

Laborant: Kalunder Franz, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes mit der Krone, III., Rasumofskygasse Nr. 25.

Amtsdiener: Palme Franz, Ulbing Johann, III., Rasumofskygasse Nr. 23.

Präparator: Špatný Franz, III., Rasumofskygasse Nr. 25.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyća Alois, III., Erdbergstraße 33.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Felix Johann, III., Lechnerstraße 13.

Korrespondenten

der

k. k. geologischen Reichsanstalt

1905—1907.

Walter Hertach, Schulleiter in Hermannseifen.

MUDr. Hans Maria Fuchs, Badearzt in Vöslau.

Pierre Marcellin Boule, Professeur au Musée d'histoire naturelle, Paris.

E. Gustav Dollfus, Chef du service géologique, Paris.

Josef Borufka, Gradlitz bei Königinhof.

Johann Bolle, Direktor der k. k. landwirtschaftlich-chemischen Versuchsstation in Görz.



Der geologische Aufbau der Umgebungen von Zara—Nona.

Von **Dr. R. J. Schubert.**

Mit einer Tafel (Nr. I).

Das Festlandsgebiet des Spezialkartenblattes Zara ist zwar wie das übrige Norddalmatien reines Faltengebiet, doch weniger als die südöstlich sich anschließenden Blätter Benkovac und Zaravecchia auch an den Oberflächenformen als solches erkennbar. Denn einerseits keilen die von Südosten das Kartenblatt betretenden Falten zumeist gegen die Mitte desselben zu aus und werden durch sich neu einschaltende ersetzt und anderseits senkten sich wahrscheinlich bei oder bald nach der Auffaltung des Gebietes gerade die Sattelzonen der Faltenzüge, so daß die Höhenrücken des Gebietes von tektonischen Mulden gebildet werden. Außerdem verhüllen besonders im nordöstlichen Teile die quartären Sande und Lehme den Aufbau nicht unbeträchtlich. Es ist daher leicht verständlich, daß die Detailaufnahme gerade in diesem Gebiete ein von der Übersichtsaufnahme abweichendes geologisches Kartenbild ergab.

Die Schichten, aus denen der in Rede stehende Teil Norddalmatiens aufgebaut ist, sind im ganzen ähnlich denen im Bereiche der Blätter Zaravecchia—Stretto und Benkovac—Novigrad. Die Kreideformation ist zumeist durch dichte hellbraun-hellgraue Rudistenkalke vertreten, in denen in der Umgebung von Zara stellenweise häufig *Biradiolites angulosus* (bisweilen in ganzen Kolonien) vorkommt, daneben Radioliten aus der Verwandtschaft des *R. Beaumonti*, *Ponsianus*, also Formen, die auf Unter-Mittelturon hinweisen. Ich fand diese Fossilien besonders am Wege von Zara nach Bibinj, im Karste zwischen Križ und Bibinj, bei Šerava, Bolkovac, Nona. Südlich Brevilacqua sah ich an der Küste vorwiegend *Radiolites aff. fleureusianus* und *aff. lumbricalis*. Die obersten, etwa dem Senon oder einem Teil desselben entsprechenden Bänke der Kreideformation sind durchweg weiß oder rötlich, bisweilen subkristallin, doch meist nur durch wenige Schritte breite Kalke vertreten.

Unter den in der Hauptmasse wohl turonen Radiolitenkalken treten an einigen Punkten im Karststreifen der Grobnica dolnja dolomitische Kalkbänke, die mit Dolomiten wechsellagern, zutage, auch an der Küste südlich Brevilacqua und an dem nördlichen Vorsprunge der Halbinsel Brevilacqua in ganz beschränktem Umfange.

Von dem tiefsten Schichtglied des Tertiärs — dem Kosinakalk — konnte ich nur eine ganz unbedeutende Partie eines tonigen Kalkes mit Gastropoden an der Ostgrenze des Blattes, an der Südwestflanke des Polešniksattels feststellen.

Eine große Verbreitung besitzt jedoch der Imperforatenkalk. Die unteren Bänke sind meist von Milioliden und *Peneroplis* erfüllt, etwas mergelig und plattig-scherbig abgesondert, während die oberen in der Umgebung von Zara zumeist lediglich Alveolinen führen. Die tieferen Partien sind nicht immer leicht oder mit Sicherheit von Kreidekalk zu unterscheiden, da auch in diesem mergelige Partien mit Milioliden vorkommen, die sich bei der schweren Auslösbarkeit schlecht von den alttertiären unterscheiden lassen. Ich habe bereits früher (siehe Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 204/5) die Kalke mit Milioliden und *Peneroplis* mit dem Hauptalveolinenkalk gemeinsam ausgeschieden und als Imperforatenkalk bezeichnet, da die in diesen Schichten eingeschlossenen Foraminiferen im Gegensatze zu denen der jüngeren Kalke und Mergel fast durchweg oder wenigstens weitaus überwiegend zu den imperforaten Foraminiferen gehören. Da die Milioliden- sowie die Alveolinenkalke zumeist mariner Natur sind, hielt ich es auch im Gebiete von Zara für zweckmäßiger, beide zu vereinen, zumal die Miliolidenkalke nicht zum „Protocän" (Untereocän) gehören, sondern das tiefste Glied des Mitteleocäns darstellen dürften [1]).

Auch das über dem Imperforatenkalk folgende Schichtglied, der Hauptnummulitenkalk und -mergel ist in der Umgebung von Zara gut vertreten, so in den Gärten der Albanesen, bei Punta amica, in weitem Zuge an der Küste Diklo—Petrčane, um Bokanjac herum etc. Er ist in seinen unteren Lagen ganz erfüllt von Nummuliten und nach oben zu stellen sich auch andere Fossilien, besonders Krabben und Seeigel, auch Mollusken ein. Die obersten Lagen, die Grenzschichten gegen die Mergel und Sandsteine sind jedoch an makroskopischen Versteinerungen zumeist arm; ja oft ist die Abgrenzung dieses Schichtgliedes gegen das nächstfolgende nur annähernd durchzuführen, da zwischen dem Knollenmergel und den weichen plastischen Mergeln bisweilen einige plattige mehr minder harte Bänke eingeschaltet sind.

Die jüngsten tertiären Schichten sind in dem in Rede stehenden Bereiche weiche gelblichbläuliche Mergel mit reicher Mikrofauna [2]), welche mit harten Bänken wechsellagern und nach oben zu in Sandsteine, auch dünne Konglomeratbänkchen mit Nummuliten, Mollusken und Seeigelresten übergehen. Die ganze marine Schichtreihe des Tertiärs auf Blatt Zara gehört im wesentlichen dem Mitteleocän an.

Von quartären Gebilden kommen vor: Sande und Lehme des Altquartärs, Terra rossa, Kalktuffe und Verwitterungs- sowie alluviale Lehme, die im nachfolgenden bei den einzelnen Vorkommen besprochen sind.

---

[1]) Vgl. meine diesbezüglichen Ausführungen „Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocäns" (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 55. Bd., pag. 153 u. ff.).

[2]) Vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 115.

Die Mulde von Zara.

Den Bau dieser Mulde in ihrer südöstlichen Fortsetzung auf den Kartenblättern Benkovac und Zaravecchia (Krnčina—Torrette—Zaravecchia) habe ich bereits in früheren Berichten besprochen (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 198; 1903, pag. 144; 1904, pag. 115). Während sie bei Zaravecchia eine zusammenhängende Zone bildet, ist sie auf Blatt Zara in vier voneinander jetzt räumlich getrennte Abschnitte, die Küstenvorsprünge, beziehungsweise Halbinseln von St. Cassian, Bibinje, Zara und Punta amica aufgelöst.

Die Überschiebung von Krnčina ist bereits bei St. Cassian nicht mehr wahrzunehmen. Umgeht man den Küstenvorsprung von diesem Ort, der sich auf Rudistenkalk befindet, aus, so sieht man südwestlich der „Quelle" steil SW einfallende Rudistenkalkbänke, sodann eine Zone Quartär und auf der anderen Seite der Bucht von St. Cassian gegenüber der Ortschaft helle weiche, mit Kalksandsteinbänken wechsellagernde Mergel, die mit nordöstlichem Einfallen auch den nördlichsten Küstenvorsprung zusammensetzen. Auf dem schmalen Küstenstriche von der Punta Padvarda gegen Südosten treten die sie unterlagernden Kalkmergel des Hauptnummulitenkalk- und Knollenmergelniveaus zutage. Der Nordostflügel der Tertiärmulden fehlt also hier anscheinend ganz, tritt dagegen am Saume der Südküste in verhältnismäßig beträchtlicher Breite zutage, westlich der Torrentenmündung nämlich Hauptnummulitenkalk, östlich Alveolinenkalk, auf den dann ostwärts Rudistenkalk, stellenweise sogar mit südwestlichem Einfallen folgt. Die erwähnten Gesteine sind jedoch fast nur am Küstensaume vom Meere bloßgelegt, der größte Teil des Küstenvorsprunges von St. Cassian ist jedoch von meist stark rot gefärbten Lehmen bedeckt, über die ich noch später ausführlicher berichten werde. Wenn man jedoch auch annehmen würde, daß unter der schmalen Quartärzone südwestlich der Quelle zwischen dem Rudistenkalk und Mergel der Alveolinen- und Nummulitenkalk des Nordostflügels verborgen sei, so erhellt doch deutlich, daß das Tertiär des Nordostflügels der Mulde im Südosten der Halbinsel in größerer Mächtigkeit erhalten blieb als im Nordosten. Vereinzelte kleine, vom Meer sehr zernagte Foraminiferenkalküberreste sind übrigens in kleinen Riffen in der Bucht erhalten, bilden auch vermutlich die Grundlage des ganz kleinen, mit Gebäuderesten bedeckten Scoglio in der Nordbucht von St. Cassian.

An einem Querbruch etwas verschoben ist die nördlich davon befindliche Längshalbinsel von Bibinje. Sie wird von den Mergeln und Kalksandsteinen des oberen Mitteleocäns gebildet, auf die beiderseits Kalkmergel und Kalke des Hauptnummulitenkalkes folgen. Der südwestliche Kalkstreifen bildet die Südwestküste und fällt gegen Nordost ein. Das gleiche ist an den Kalksandsteinen zu beobachten, und zwar sowohl an der Südküste als auch am Molo und in der nächsten Nähe des Pfarrhauses, an der Grenze gegen die Hauptnummulitenkalke des Nordostflügels (auf dem der Ort Bibinj erbaut ist), an dem ich übrigens auch nordöstliches Einfallen wahrzunehmen glaubte, so daß hier ein überkippter Bau der Mulde resultieren würde. Nordöstlich schließt sich auch hier an den Nummulitenkalk eine

Terra rossa-Zone, unter der an vereinzelten Punkten der Küste, besonders in der Südostbucht, Alveolinenkalk bloßgelegt ist.

Ich habe hier wie bei St. Cassian und Zara auf den Terrainstrecken, wo ich mit ziemlicher Sicherheit den Gesteinsuntergrund feststellen konnte, diesen ausgeschieden und die Terra rossa-Bedeckung nur dort, wo ich darüber nicht im klaren war, so besonders bei dem Imperforatenkalk des Nordostflügels. Denn wenn er auch an einzelnen Punkten freigewaschen ist, so daß es den Anschein hat, als wenn er sich unter dem Quartär in geringer Tiefe befinde, ist es doch ziemlich sicher, daß diese Gesteinszone den Verlauf einer größeren Störungszone markiert und daher auch äußerlich die Darstellung derselben durch die Quartärausscheidung wohl gerechtfertigt.

Die Halbinsel von Zara besteht im hauptsächlichen aus Hauptnummulitenkalk und Knollenmergel des Nordostflügels der Mulde, welche vom Vorsprung, auf welchem die Militärschießstätte steht, gegen Nordwesten zu die Grundlage der meisten Häuser der Albanesenvorstadt bilden und noch im nordöstlichen Teile des Exerzierplatzes entblößt sind. Südwestwärts schließen sich daran südwestlich einfallende Mergel [1]) und Sandsteine des oberen Mitteleocäns aus dem Nordostflügel der Mulde (entblößt an der Südwestecke des Exerzierplatzes, in den Gärten der Albanesen und an der Küste in der Umgebung des Kaiserbrunnens) und sodann die an der Südwestküste der Halbinsel so vielfach wahrnehmbaren nordöstlich einfallenden Mergel und Sandsteine aus dem Südwestflügel der Mulde. Diese hat sich also hier bei Zara fast ganz aufgerichtet, doch ist auch hier ihr Nordostflügel noch mehrfach gestört und besonders der Imperforatenkalk abgesunken und diese Längsbruchzone durch einen Terra rossa-Streifen, welcher die beiden Längsbuchten miteinander verbindet, angedeutet. Der Imperforatenkalk ist jedoch auch hier an einzelnen Stellen der Küste in kleinen Resten erhalten, so gegenüber der Militärschießstätte, im nördlichsten Teil der Südostbucht, an einzelnen Punkten in den Gärten der Albanesen zwischen Hauptnummulitenkalk und Terra rossa, in der Ceraria gegenüber dem Exerzierplatz und im Barcagno bei den beiden westlichen Bädern.

Der Blažeković-Park und die Stadt sind gänzlich verbaut, doch glaube ich im Vorjahre an der nordwestlichen Flachküste der Stadt, dort wo die Mauer fehlt, an zwei Stellen grünlich-gelbe weiche Mergel unter den sonst das Ufer bedeckenden Kalkblöcken wahrgenommen zu haben. Diese Punkte liegen in der direkten nordwestlichen Fortsetzung der Mergelentblößungen in der Südwestecke des Exerzierplatzes und so glaube ich wohl, auch ohne nähere Angaben über den Untergrund der Stadt zu kennen, mit einiger Sicherheit annehmen zu können, daß die Südwesthälfte der Stadt (etwa von der Via d. Tribunale an) auf den Mergeln, die Nordosthälfte auf den Kalken des Mitteleocäns ruht.

Abgesehen von der obenerwähnten großen Längsstörungslinie ist auch dieses Muldenstück von Querbrüchen durchsetzt, so besonders

[1]) Vgl. R. Schubert, Globigerinen- und *Clavulina Szaboi*-Mergel von Zara Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 115—117.

beim Kaiserbrunnen, in der Bucht bei der Militärschießstätte und in der zwischen diesen beiden Punkten liegenden flachen Einbuchtung der Südwestküste.

Der nordwestliche Rest der Tertiärausfüllung dieser Mulde am norddalmatinischen Festlande ist an den beiden Vorsprüngen von Punta amica erhalten. Der südlichere besteht vorwiegend aus Nummulitenkalk und hier tritt nur eine ganz schmale Zone Imperforatenkalk zutage, während sich an dem weiter ins Meer vorspringenden Küstenteil, welcher den Leuchtturm trägt, eine relativ breite Alveolinen- und Miliolidenkalkzone zwischen Nummuliten- und Kreidekalk einschiebt. Das jüngste erhaltene Schichtglied ist die Grenzzone zwischen Knollenmergel und den oberen weichen Mergeln und der äußerste Küstenvorsprung dürfte bereits von Nummulitenkalk des Südwestflügels der Mulde gebildet sein.

Fassen wir nun die Ergebnisse über den Bau dieser Mulde zusammen, so ergibt sich, daß sie im Südosten als steilgestellte, fast normale Mulde beginnt, bei Krnčina überschoben ist und im Bereich des Blattes Zara einen meist flachen Südwestflügel und steilgestellten bis überkippten, teilweise abgesenkten Nordostflügel besitzt und ihre Zerstücklung nicht lediglich durch Erosion, sondern im wesentlichen durch Absenkung an Querbrüchen mitbedingt ist.

Der Küstenstreifen zwischen Zara—Bokanjac, St. Cassian—Petrčane.

Quer durch den Festlandsabschnitt des Kartenblattes zieht sich eine breite, größtenteils verkarstete Kreidekalkzone, welche eine großenteils aus Tertiärschichten aufgebaute Nordostecke von dem zunächst zu besprechenden Küstenstreifen trennt, in dem gleichfalls hauptsächlich Tertiärschichten zutage treten.

In diesem fällt zunächst landschaftlich ein im Križ 155, Malpaga 124, Bokanjac 106 *m* hoher Hügelzug auf, zu dem das Hinterland von Zara von der Küste ansteigt. Auf der alten Manuskriptkarte sonderbarerweise als Kreidekalk und Dolomit eingezeichnet, besteht derselbe aus einer regelmäßigen Mulde mit synklial gestellten Flügeln. Das Innerste derselben ist von weichen Mergeln, Kalksandstein- und Mergelbänken des oberen Mittelocäns erfüllt und stellt die nordwestliche Fortsetzung der Verhandl. 1902, pag. 198, und Verhandl. 1903, pag. 145, beschriebenen Mulde von Bučina—Sv. Rok (auf Blatt Zaravecchia) dar. Die Mergel sind vielfach ausgewaschen, teilweise hinwiederum von mehrere Meter mächtigen jungen Schwemmgebilden bedeckt. Im südlichen Teile (zwischen Sv. Petar und Iglica stan) sah ich Überreste einer Terra rossa-Bedeckung, auch von Sand- und Mergelkonkretionen, die auf eine ehemalige ausgiebige Altquartärbedeckung hindeuten. Unterlagert werden diese Mergel von Knollenmergeln und Hauptnummulitenkalk, die im Südwestflügel höher liegen als im Nordostflügel, manchmal wallartig die Mergel begrenzen, bisweilen jedoch, wie südöstlich Bokanjac, gegenüber den tiefsten Kalksandstein- und Mergelschichten etwas gesenkt erscheinen. Besonders an den Num-

mulitenkalken des Südwestflügels sind zahllose Querbrüche und -klüfte wahrzunehmen, aus denen auch häufig, doch meist nur wenige Zentimeter oder Schritte betragende Querverschiebungen erfolgten. Zu erwähnen wären die Querverschiebungen der Hauptnummulitenkalke besonders südlich des Reservoirs der alten Zaratiner Wasserleitung (westlich von Crno), nordwestlich und südlich von Malpaga und südlich Sv. Petar. Diesen Querverschiebungen des Nummulitenkalkes entsprechen wohl auch solche der übrigen Schichtglieder, doch sind dieselben besonders deutlich an der Grenze der harten, massigen, wollsackartig verwitternden Nummulitenkalke, gegen die weichen Mergel wahrzunehmen, während dies zwischen Alveolinen- und Rudistenkalk, durch die oft petrographisch gleichartige Ausbildung dieser beiden Schichtglieder sowie die hier meist vorhandenen Kulturen nicht so leicht mit voller Sicherheit festzustellen ist.

In ihrem südlichsten Teil wird diese Mulde gegen das Meer zu von einem Kreidesattel begrenzt, der weiter auf Blatt Benkovac stark gegen Südwest geneigt ist. Im Bereich des Blattes Zara richtet er sich auf, ist aber an der Grenze gegen das Tertiär der Mulde von Zara zumeist mehr oder minder stark gestört. Von Bibinje an schaltet sich jedoch in diesen bis dahin anscheinend einheitlichen Sattel eine offenbar einer Mulde entsprechende Alveolinenkalkzone ein. In demselben Maße, als sich diese gegen Nordwesten zu verbreitert, verschmälert sich der Rudistenkalk des nordöstlichen dieser beiden Teilsättel. Er zeigt am Abhange zwischen Križ und Malpaga einen regelmäßigen antiklinalen Bau, keilt jedoch schon in den Weingärten westlich von Malpaga aus, um nochmals an der Straße von Zara nach Murvica, nordöstlich Casa rossa, in beschränktem Umfange aufzubrechen.

Der südwestliche der beiden Teilsättel bildet von Bibinj an bis zum Valle Pidvago vor Diklo die Festlandsküste. Doch scheint in diesem küstennächsten Kreidestreifen im wesentlichen nur der Nordostflügel eines Sattels erhalten zu sein, denn an den Rudistenkalkbänken beobachtete ich, soweit Kulturen und Quartärbedeckung es zuließen, durchweg NO-Einfallen, nur auf kurze Strecken, an der Grenze gegen den Alveolinenkalk der Zaratiner Mulde (besonders im Barcagno), steileres und flacheres SW-Einfallen. Der Kreidekalk dieses Sattels wie auch desjenigen von Križ-Malpaga, enthält Rudisten ziemlich häufig (Barcagno, Bibinje) doch stets in Nestern, besonders *Biradiolites angulosus* auch Radioliten, doch fast durchweg fest im Gestein haftend.

In dem nördlich von Bibinje im Rudistenkalk einsetzenden Alveolinenkalk erscheint südlich Casa rossa eine sich zugleich mit dem Verschmälern der Mulde von Bokanjac gegen NW verbreiternde Hauptnummulitenkalkzone, in deren Mitte sich gleichzeitig mit dem Auskeilen der Mergel in jener Mulde Mergel und Kalksteine des oberen Mitteleocäns einschalten. (Es liegt hier ein hübsches Beispiel vom Alternieren zweier Mulden vor.) Sie füllen zunächst eine mit Kulturen bedeckte schmale Terraineinsenkung (Dražnice) aus, das Mergelterrain verbreitert sich gegen Nordwesten, wird jedoch bereits bei Petrčane rings von Nummulitenkalk umgeben, der als Muldenkern an der Punta Scala ins

Meer ausstreicht. Auch an dieser Synklinale mit steilgestellten Flügeln sind zahlreiche kleine Querverschiebungen wahrzunehmen, die jedoch so unbedeutend sind, daß sie auf der Spezialkarte nicht zum Ausdruck gelangen.

In dem in Rede stehenden Küstenstreifen liegen also zwei alternierende küstenwärts von Kreidesätteln (oder Bruchstücken von solchen) begleitete, mit Tertiär ausgefüllte Mulden vor. Während man jedoch erwarten sollte, daß den Sätteln Terrainrücken, den Mulden Terrainsenken entsprechen würden wie sonst vielfach im dalmatinischen Küstenfaltengebiet, verhält es sich fast ganz umgekehrt. Man könnte nun annehmen, daß die Senkungen der den Sattelzonen entsprechenden Kreideterrains durch den Einbruch der nördlichen Adria bedingt sei. Abgesehen nun davon, daß auch die landeinwärts folgende breite Kreidesattelzone der Grobnica dolnja—Zaton auffällig vertieft ist, scheinen mir einige weitere Beobachtungen dafür zu sprechen, daß die jetzige Küstenzone bereits vor dem Einbruch der nördlichen Adria — sofern dieser postdiluvial erfolgte, wie bisher noch zumeist angenommen wird — tiefer lag als die Mulde von Babindub—Bokanjac. Denn von St. Cassian bis Punta amica ziehen sich die Küstenhänge herab mehrere schmale küstenwärts sich verbreiternde Tälchen, die größtenteils mit Terra rossa ausgefüllt sind und im Karst durch ihre Kulturen angenehm auffallen. Obwohl jetzt nicht von Bächen durchflossen, scheinen sie mir dennoch deutlich durch die erodierende Tätigkeit fließenden Wassers entstanden zu sein. Daß sie auch jetzt noch wenigstens teilweise mit der unterirdischen Wasserzirkulation in Verbindung stehen, scheint mir daraus hervorzugehen, daß in der nächsten Nähe ihrer Ausmündungen mehr oder minder starke Küstenquellen von verschiedener Dauer zutage treten. Ob diese Quertäler durch oberirdische Erosion oder Senkung infolge unterirdischer Wasserzirkulation oder Sackung von gequetschtem Gesteinsmaterial an Querbruch- und Querverschiebungslinien entstanden, ist wohl zurzeit nicht mit Sicherheit zu sagen, vielleicht waren alle drei und noch andere Faktoren an ihrer Ausbildung tätig. Was das letzte Moment — Querbrüche — betrifft, so konnte ich dieselben an einigen Punkten mit Sicherheit nachweisen, so infolge Verschiebung der Schichten am Durchbruch des gegenüber der Militärschießstätte von Zara mündenden Torrenten Bečina durch den Nummulitenkalk zwischen „Höhle“ und Reservoir und durch den Alveolinen- und Rudistenkalk südlich des Friedhofes sowie an den beiden von Malpaga gegen das Valle St. Elena mündenden Trockentälchen. An den übrigen kann ich sie nur vermuten, da die Quartärbedeckung und Kulturen eine sichere Feststellung außerordentlich erschwerten, wenn nicht unmöglich machten. Auch der Torrent Bečina dürfte, wie seine Terra rossa im Mittellaufe vermuten läßt, erst in jüngster geologischer Zeit infolge rückschreitender (unterirdischer?) Erosion zum oberirdischen Abflusse dieses Teiles der Mulde von Babindub—Bokanjac geworden sein. Ob nun diese Trockentälchen im Jungtertiär oder Diluvium mit Terra rossa ausgefüllt wurden — und nur diese beiden Fälle scheinen mir möglich — läßt sich zurzeit mangels organischer Einschlüsse nicht entscheiden.

Außer in den erwähnten schmalen Querrinnen und den bei der Mulde von Zara besprochenen Längsbruchzonen liegt auch, wenngleich nur oft in geringer Mächtigkeit, über dem tiefstliegenden Rudistenkalk (besonders zwischen Bibinje und St. Cassian) eine Terra rossa-Decke, deren Entstehung gleichfalls wohl sicher nicht jüngsten geologischen Datums ist.

Übrigens deutet schon die Ausbildung der alten Gerinne auf frühere Höhenunterschiede zwischen der jetzigen Mulde von Babindub—Bokanjac und der jetzigen Küste, und wenn man das Alter dieser Terra rossa als altdiluvial oder jungneogen auffaßt, würden diese Vorkommen dafür sprechen, daß der „Einbruch" der nördlichen Adria schon im Jungtertiär erfolgte, wie Grund annimmt. Dies würde jedoch nur für den Fall gelten, daß die tektonischen Sattelzonen des Kartenblattes Zara nach der Auffaltung des jetzigen Küstengebietes Höhenrücken zwischen tektonischen und landschaftlichen Mulden darstellen, wie etwa die Sättel Vukšić, Stankovac, Vrčevo, Debeljak u. a., nicht jedoch dann, wenn man sichere Anhaltspunkte gewänne, daß die Senkung der Sattelzonen gleichzeitig mit oder unmittelbar nach der Auffaltung stattfand. Und gegenwärtig scheint mir diese letztere Auffassung die richtigere zu sein, da die Senkung von Sattelzonen zwischen Mulden während der Zusammenfaltung des betreffenden Gebietes verständlicher erscheint als lange später lediglich durch Einbrüche und Absinken mehr oder minder größerer und zahlreicher Schollen.

Der Karststreifen Grobnica dolnja—Zaton.

Der Karststreifen, den die radial von Zara ausgehenden Straßen zwischen der oben beschriebenen Küstenzone und den tertiären und quartären Kulturengebieten von Zemonico—Murvica—Poljica—Nona durchqueren, besteht zum größten Teil aus Rudistenkalk. An der Ostgrenze des Kartenblattes und auf Blatt Benkovac ist sein Bau als Doppelsattel leicht ersichtlich, indem noch ungefähr in der Mitte an der Straße Zara—Babindub—Zemonico(—Benkovac) Alveolinenkalk erhalten ist (vgl. Verhandl. 1903, pag. 147). Dieser keilt zwar noch auf Blatt Benkovac aus, doch ist noch an der Straße nach Murvica und bei Bokanjac in seiner nordwestlichen Fortsetzung an den Schichten des Kreidekalkes hier eine synklinale, freilich besonders beim Sumpfe von Bokanjac mehrfach gestörte Lagerung wahrzunehmen.

Etwa in der Achse des südwestlichen dieser beiden Teilsättel beobachtete ich einen Aufbruch dolomitischer Bänke nordwestlich der Crnačka lokva, auch in noch geringerem Maße an der Straße nach Murvica, während die weiter gegen Nordwesten nördlich der Turska gromila, am Nordrande des Sumpfes von Bokanjac und in der „Torine" (zwischen Gehöft Bolkovac und Petrčane) ersichtlichen dolomitischen Bänke den Verlauf der Scheitellinie des nordöstlichen Teilsattels andeuten dürften. Während dieser das ganze Kartenblatt quer durchzieht und erst an der Südwestküste der Halbinsel von Brevilacqua ins Meer ausstreicht, scheint der südwestliche mit einem bei Matić stan im Alveolinenkalk zwischen dem Ort

Bokanjac und dessen Wintersee aufbrechenden Rudistenkalksattel zu alternieren. Mit voller Sicherheit konnte ich hier die näheren tektonischen Details nicht feststellen, da ich die Einfalls- und Streichungsrichtungen teilweise wegen Verkarstung, teilweise wegen Quartärbedeckung und Kulturen nicht in genügendem Maße wahrnehmen konnte. Dieser neue Kreideaufbruch streicht über die Riede Zagon, Sv. Toma, Brizine und Stanine, wo er an die von der Grobnica dolnja über den Wintersee von Bokanjac streichenden Kreidekalke angepreßt erscheint. Denn der Alveolinenkalk aus dem Nordostflügel dieses Sattels keilt bereits in der Mitte der Südwestküste des Bokanjačko blato aus und erst kurz vor der Straße zwischen Petrčane und Zaton erscheint wieder in diesen Kreidekalken ein breiter Alveolinenkalkzug, der die Küste zwischen dem Valle Viševica und kurz vor dem Valle Dražnik (bei und südwestlich Zaton) bildet.

Am Ostrande der Grobnica dolnja ist den oberen Rudistenkalken ein schmaler (1—200 *m* breiter) langgestreckter, über die Gehöfte Visić—Kalapac—Opačić von Murvica nach Briševo streichender Alveolinenkalkstreifen eingefaltet, anscheinend lediglich ein Streifen aus dem Tertiär des Nordostflügels des nordöstlichen Teilsattels. Doch wäre es nicht unmöglich, daß hier bereits eine kleine sekundäre Einfaltung vorliegt, denn weiter im Nordwesten bei Gehöft Bolkovac tritt ein ganz ähnlicher Alveolinenkalkstreifen in der Kreide auf, der sich in der Halbinsel Brevilacqua zu einer selbständigen Mulde weitet.

Dieser im wesentlichen einen mannigfach gestörten Doppelsattel darstellende Karststreifen bietet sich landschaftlich im Gegensatz zu den ihn begrenzenden als Hügelrücken im Terrain hervorragenden Mulden von Babindub—Crno—Bokanjac, von Murvica—Briševo und von Nona großenteils als Terraindepression dar. Sein tiefstgelegener Teil, der Wintersee (blato, Sumpf) von Bokanjac (Lago di Boccagnazzo) ist zwar in seiner jetzigen Ausbildung wohl sicher jungquartär, denn der Seeboden besteht, soweit ich sehen konnte, aus jungem Alluviallehm mit spärlichen Organismenresten (*Limnaea stagnalis*), doch deuten die nicht unbedeutenden Terra rossa-Massen an seinem flachen Südwest- und Südgehänge darauf hin, daß auch vor dem quartären Einbruch der nördlichen Adria hier Terrainvertiefungen bestanden.

Im ersten Teile seiner Abhandlung „Die Seen des Karstes“ [1]) bespricht Prof. Dr. A. Gavazzi auch den „Bokanjacsee“ und sagt pag. 58, daß die Anhöhen, welche ihn umgeben, aus Kreidekalken bestehen und einige Gipsstöcke beherbergen. Diese Gipsvorkommen kennt Prof. Gavazzi nicht aus eigener Anschauung, wie er mir freundlichst mitteilte, sondern erwähnte sie nur auf die Autorität eines Zaratiner Wasserbauingenieurs hin. Weder aus der Kreide noch aus dem Tertiär der österreichischen Küstenländer sind bisher Gipsvorkommen bekannt geworden und ich sah auch bei Bokanjac keine, wohl aber mehrfach dolomitische Kalke und reine Dolomite, die äußerlich den untertriadischen Gipsmergeln der Gegend von Knin und Sinj ähneln; ich vermute daher, daß es sich bezüglich der angeführten cretacischen

[1]) Abhandl. d. k. k. geogr. Ges. Wien 1904, V. Bd.

„Gipsstöcke“ von Bokanjac lediglich um eine Verwechslung seitens des betreffenden Herrn, dessen Namen ich nicht erfahren konnte, handelt.

Die Nordostecke des Kartenblattes Zara.

(Umgebung von Murvica, Briševo, Dračevac und Poljica.)

An den Kreidesattel der Grobnica dolnja schließt sich bei Murvica und Briševo eine weite, mit weichen Mergeln und Sandsteinen (auch vereinzelten Konglomeratbänkchen) erfüllte, regelmäßig gebaute Mulde, deren Südwestflügel etwas steiler gestellt ist als der Nordostflügel. Die Kalksandsteine des Muldenkernes überragen, zum Teil mit Quartär bedeckt, die Nummulitenkalke der beiden Flügel, von denen besonders derjenige des Südwestflügels im Gebiete von Briševo und Dračevac von Quartär überdeckt ist und nur in einigen Resten gegenwärtig zutage tritt. Die Mergel und Sandsteine keilen bei Gospod Rosario von Briševo in breitem Zuge aus und weiter gegen Nordwesten sind Knollenmergel und Hauptnummulitenkalke die jüngsten erhalten gebliebenen Reste dieser Mulde. Dieselbe schließt sich jedoch westlich Poljica und wird durch eine zunächst schmale, steil zusammengepreßte, anfangs mit Nummulitenkalk und Mergeln, später auch mit Kalksandsteinen des oberen Mitteleocäns erfüllten Mulde abgelöst, die im Verlaufe ihres weiteren Streichens gegen Nordwesten in der Höhe des Gehöftes Bolkovac an zwei stärkeren Querbrüchen querverschoben ist. Sie erweitert sich zu einem synklinalen Höhenzug, dessen höchster die Umgebung dominierender Punkt — Straža — sich im Bereiche dieser Mergel befindet. Der Südwestrand der Mergelzone wird von einem streckenweise wallartigen Nummulitenkalkzug begrenzt, der im ganzen geradlinig verläuft, jedoch von zahllosen kleinen Quer- und Schrägbrüchen durchsetzt ist. Im weiteren Verlaufe gegen Nordwest bildet er die Südwestküste des Hafens von Nona, das offenbar auf den Mergeln der Muldenmitte und dem Nummulitenkalke des Nordostflügels erbaut ist.

Im östlich anstoßenden Kartenblatte Benkovac folgt gegen Nordost auf die Mulde von Murvica—Zemonico ein breiter, ins Dolomitniveau aufgebrochener Kreidesattel. Auch im östlichsten Teile des Blattes Zara verhält sich dies so, doch verschmälert sich dieser Kreidesattel von Polešnik, in dessen Achse sich auch hier eine schmale dolomitische Zone eine Strecke weit verfolgen läßt, gegen Nordwesten und keilt nördlich von Poljica ganz aus. Doch bricht in dem dadurch verbreiterten Alveolinenkalk von Dračevac ein sich neu einschaltender Kreidesattel zutage, zwar zunächst nur in beschränktem Umfange bei dem Gehöft Vukić, in größerer Breite dagegen im Quartärgebiete von Nona, östlich der Bolkovacmühle, und an den nördlichsten Vorsprüngen der Halbinsel Brevilacqua (Pt. Gaz und Pt. Krajev muja), wo auch der (cenomane) Dolomit zutage tritt. In der Verbindungslinie zwischen der Kreide von Dračevac und Bolkovac M. stellte ich im Heidegebiete zwischen Dubrava und Bubanj eine ganz kleine Partia obersten Rudistenkalkes fest, außerdem am Nordostrande von Poljice,

nördlich des Gehöftes Marinković und an dem von Vrhe zu diesem Gehöft führenden Wege, wo derselbe das Altquartärgebiet von Nona betritt. Die drei letzten Punkte dürften einer eigenen, wenn auch nur flachen Aufwölbungszone angehören, denn zwischen ihnen und der Kreide von Dračevac, Dubrava—Bubanj, Bolkovac M. tritt bei Sv. Jure, südwestlich Poljica, Hauptnummulitenkalk aus der zwischen Poljica und Nona den größten Teil des Untergrundes verhüllenden Quartärdecke zutage.

Diese kleine, durch den Nummulitenkalk von Sv. Jure angedeutete Mulde ist jedoch wohl nur von untergeordneter Bedeutung und wird nordwestwärts von der breiten, flach gelagerten Mulde von Vrhe verdrängt.

Am Ostrande des Blattes Zara wird die Mulde von Briševo und der Sattel von Polešnik von einer fast senkrecht zum dinarischen Schichtstreichen verlaufenden Bruchlinie durchsetzt, welche im wesentlichen dem Quertal der Miljasić jaruga (zwischen Miljasić—Knezević—Gendina einer- und der Grobnica gornja anderseits) folgt. Mit derselben ist eine auch auf der geologischen Spezialkarte zum Ausdruck kommende Querverschiebung verbunden.

Die Miljasić jaruga ist auch dadurch interessant, daß sich hier ausgedehntere Kalktuffablagerungen befinden. Weiter unterhalb, wo sie der Streichungsrichtung folgt, südöstlich des Brunnens Mavorac, sah ich in einem frisch ausgehobenen Graben unter einer geringen Schwemmlandschicht einen erdigen Kalktuff, der nebst Pflanzeninkrustationen reichlich Schnecken enthielt. Dieselben waren jedoch größtenteils Landschnecken, und zwar dieselben Formen, die jetzt auf diesen Heiden in Massen leben (*Helix trochoides*, *profuga Cyclostoma*), ferner Limneen (*L. aff. palustris*) und eine kleine *Planorbis*-Form. Während dieser Kalktuff sicher alluvialen Alters ist, bin ich betreffs des zwischen den Gehöften Knezević und Miljasič beobachteten nicht sicher, ob er nicht etwa diluvial ist. Denn das jetzige Absatzprodukt dieser Bachgerinne ist auch hier ein heller Lehm, der Tuff ist hier vielfach fest, enthält wenig oder keine Schnecken (ich beobachtete bisher keine), dagegen viel Blattreste. Er bildet den Taluntergrund, tritt aber auch in den höher gelegenen Feldern zwischen Knezevič und Miljasić zutage. Da die Miljasić jaruga einer tertiären, mit Verschiebung der Schichten zusammenhängenden Querstörung folgt, scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß diese Störungslinie bereits im Altquartär (oder Jungtertiär) als Abflußrinne benutzt wurde und dieser Kalktuff bei näherer Ausbeutung und Würdigung seiner Fossilreste sich als altquartär erweisen könnte.

In der äußersten Nordostecke des Kartenblattes schließen sich an das Kreidegewölbe von Polešnik eine abermals die Umgebung überragende, mit Hauptnummulitenkalk erfüllte Muldenzone (in der „Grobnica" 144 *m*) — die Nordwestfortsetzung der Mulde von Visočan, sodann das Nordwestende des Rupaljsattels. Während dieser in seinem ganzen Verlaufe auf Blatt Benkovac aus Alveolinenkalk emporgewölbt ist, tritt hier in der Sohle und an den Flanken eines kleinen Tälchens auf eine kurze Strecke oberster Rudistenkalk zutage.

Mit dem Nordostrande nimmt das Blatt Zara auch noch Anteil

an der Mulde von Ljubač, über deren Bau ich bereits im Vorjahre (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 278) berichtete.

Abgesehen von dem bereits erwähnten Quartär von Briševo und den Kalktuffbildungen ist das in Rede stehende Gebiet vielfach von jungen Schwemmgebilden, den südöstlichen Ausläufern der im nächsten Abschnitte zu besprechenden quartären Sande und Lehme von Nona und auch teilweise von hier jedoch weniger umfangreicher und wenig mächtiger Terra rossa bedeckt. Die schlechte Entwässerung dieses Gebietes bewirkte, daß dasselbe, besonders Briševo und Dračevac nebst Nona gegenwärtig zu den stärksten Malariagegenden gehören.

Überblicken wir den Bau dieser vielfach zerstückten und mit Quartär bedeckten Nordostecke, so ergeben sich am Ostrande des Blattes drei Mulden und zwei Sättel, die sich jedoch gegen Nordwesten schließen und durch sich neu einschaltende ersetzt werden.

Umgebung von Nona.

Die Stadt Nona liegt jetzt als eine vermittels zweier Brücken mit dem Lande verbundene Insel inmitten eines „salzigen, den Aalen mehr als den Menschen zuträglichen Sumpfes", der mit der großenteils seichten Bucht von (Vallone di) Nona in Verbindung steht. Wie bereits im vorhergehenden kurz bemerkt wurde, liegt Nona auf dem Kern und Nordostflügel einer tektonischen Mulde, deren jüngstes Schichtglied die Mergel und Kalksandsteine des oberen Mitteleocäns sind, also auf Mergeln, Hauptnummuliten-, vielleicht auch Hauptalveolinenkalk — also durchweg wasserstauenden Schichten. Daß diese Schichtglieder die Grundlage bilden, ist lediglich aus dem Baue des südost-, zum Teil auch nordwest- und westwärts der Stadt gelegenen Gebiete zu entnehmen, denn der größte Teil der Umgebung ist, soweit er nicht dem seichten Hafen zufällt, von quartären Lehmen und Sanden bedeckt und Bohrergebnisse sind mir nicht bekannt geworden. So besteht die ganze westliche und südliche Umrandung der Bucht von Nona aus lockeren quartären Gebilden, denen zum nicht geringen Teil die ungünstige wirtschaftliche Lage des Hafens von Nona zuzuschreiben ist. Wie die Tiefenangaben der Spezialkarte in der Bucht von Nona zeigen, ist die jetzige Gestalt derselben teilweise durch Auswaschung der lockeren Sande entstanden.

Die quartäre Hülle besteht zuoberst aus einer $^1/_2$—$1^1/_2$ *m* mächtigen Humus- oder Flugsandschicht, unter der feine Sande lagern, welche durch ihren Reichtum an horizontal gelagerten Kalksandsteinplatten und stellenweise von stalaklitenartigen Sandsteinkonkretionen auffallen. Schnecken fand ich darin bisher nicht, doch dürften diese feinen Konkretionen führenden Sande das oberste Glied der diluvialen Schichtreihe bilden, denn ganz ähnliche Sandkonkretionen kommen auch stellenweise unterhalb der schneckenführenden Diluviallehme vor.

Unter diesen feinen Sanden lagern heller gefärbte gelbliche — rötlichgelbe — graue Lehme, denen auch sandige Lagen, zum Teil recht groben Kornes eingeschaltet sind; die Lehme enthalten

stellenweise häufig Lößkindel, auch größere zusammengesinterte Anhäufungen solcher Mergelkonkretionen (seltener Sandsteinplatten) und Landschnecken. Von diesen fand ich an der Küste nordöstlich von Nona (in der Tiefe der Bucht von Nona):

Helix (*Xerophila*) *striata*	*Succinea* (*Lucena*) *oblonga*
„ (*Vallonia*) *pulchella*	*Pupa* (*Pupilla*) *muscorum*
„ *sp.*	*Buliminus aff. quadridens.*

Im Westen von Nona (an der Südwestküste der Halbinsel Brevilacqua, südlich des Gehöftes Glavan) kommen in analoger Position auch Clausilien nicht selten vor, nebst größeren *Helices*, die in die Verwandtschaft der *H. striata* gehören dürften.

Diese kleinen formenarmen Faunen entsprechen völlig den übrigen von mir bereits an zahlreichen Punkten der Kartenblätter Zaravecchia—Stretto, Novigrad—Benkovac und heuer auch bei Orlić, östlich Kaldrma (Blatt Kistanje—Drniš), festgestellten Schneckenfaunen und unterscheiden sich auch hier wesentlich von der rezenten, beziehungsweise in den jüngsten Schichten enthaltenen Fauna (*Cyclostoma elegans*, *Stenogyra decollata*, *Buliminus detritus*, *Glandina*, *Helix profuga*, *trochoides*, *cincta*, *vermiculata* etc.).

Unter diesen mehr oder weniger sandigen Lehmen, in denen in den tieferen Lagen, wie bereits erwähnt, stellenweise auch schon Sandkonkretionen ausgebildet sind, lagert meist ein grober rostgelber, rötlicher, auch schwärzlicher Sand, der zum Teil eine Art Übergußschichtung erkennen läßt (Südwestküste der Bucht von Nona) und offenbar aquatiler Natur ist.

Die tiefsten Lagen des Quartärs sind hier meist nicht aufgeschlossen und ich konnte nur an der Südwestküste der Halbinsel Brevilacqua die Auflagerung grober Sande auf dem Rudistenkalk der Oberkreide beobachten, wie mir überhaupt fast nur die Küsten einen Einblick in die quartären Sande und Lehme boten. Denn die sonst in der Ebene südöstlich von Nona vielfach vorhandenen Gruben, Gräben und Hohlwege waren zur Zeit meiner Aufnahme nur wenig tief, auch viel verrutscht. Während sich die meisten in den oberen sandigen Lagen befinden, gewahrte ich in einem Wasserrisse am Ostende der „Orsali“, wo der Weg von Vrhe das Quartär von Nona trifft (bei der am Quartärrande gelegenen ganz kleinen Kreidekalkpartie) unter 20—30 *cm* Humus einen gelblichen, nach unten zu in einen blauen Letten übergehenden Lehm, der mich an den bei Islam latinski vorhandenen (cf. Verhandl. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 280, 281) erinnerte. Bläulich-rostgelbe, mehr oder weniger sandige Letten scheinen überhaupt im östlichen Teil des Quartärbereiches von Nona die Sande, zum Teil auch den Humus zu unterlagern, wie die Wassergräben südwestlich und südöstlich Stabilimento Lovrić erkennen lassen.

Die Hauptmasse der Sande und Lehme zwischen Poljica—Nona—Brevilacqua stammt aus dem älteren Quartär; jüngsten geologischen Datums sind lediglich die Alluvien der Miljasić jaruga—Ričina, welche auch die Südwestecke der Bucht von Nona (zwischen Hafen und Bucht von Nona) begrenzen.

Ob die südlich Nona befindliche Kapelle Sv. Nikola mit alluvialen oder älteren Lehmen ausgefüllt ist, vermag ich mangels jedes diesbezüglichen Aufschlusses nicht zu sagen. In der Tiefe des Valle Šepurina bei Zaton sieht man auf eine kurze Strecke eine etwa 3 *m* mächtige Steilwand von Terra rossa, deren Bedeckung der Oberflächenschicht der erwähnten Ebene gleicht, so daß möglicherweise auch dort in einiger Tiefe Terra rossa lagern könnte.

Was nun den Bau der Gesteinsgrundlage dieses Quartärgebietes betrifft, so besteht dieselbe im südlichsten Teil aus dem nordwestlichsten Teile der Mulde von Briševo, die bei der Bolkovac-Mühle nur mehr mit Alveolinenkalk erfüllt ist und offenbar mit der Mulde von Nona alterniert.

Sodann aus dem bei der Häusergruppe Vukić von Dračevac und östlich der Bolkovac-Mühle zum Rudistenkalkniveau aufgebrochenen Sattel. Dazwischen dürfte er zumeist nur aus Alveolinenkalk bestehen, also weniger stark emporgewölbt und mit lockeren Sanden bedeckt sein. Zwischen der Bolkovac-Mühle und der Nordspitze von Brevilacqua jedoch, wo auch Dolomite zutage treten, dürfte sein obertagiges Fehlen durch Senkungen, beziehungsweise Einbrüche bedingt sein.

Das Vorhandensein einer weiteren tektonischen Mulde unter dem Quartärgebiet von Nona ist durch die kleine Partie Hauptnummulitenkalk angedeutet, welche bei Sv. Jure südwestlich Poljica aus dem Quartär zutage tritt. Die östliche Begrenzung bildet schließlich die nordwestliche Fortsetzung des Polešniksattels, in dessen Verlauf an mehreren Punkten aus dem Alveolinenkalk kleine Rudistenkalkpartien emportauchen, ohne daß ich jedoch bisher sichere Anhaltspunkte gewonnen hätte, ob in denselben regelmäßige kleine Aufbrüche oder lediglich an Bruchlinien erhaltene Schollen vorliegen.

Die Halbinsel von Brevilacqua (Privlaka).

Ähnlich wie das Gebiet im Südosten von Nona ist auch das im Nordwesten davon — die Halbinsel, an deren Ende sich Brevilacqua befindet — großenteils von altquartären Sanden, untergeordnet auch Lehmen bedeckt, die ganz den im vorhergehenden besprochenen gleichen und zum Teil bei deren Besprechung bereits erwähnt wurden. Gleichwohl läßt sich der Aufbau der Gesteinsunterlage großenteils mit Sicherheit erkennen. Die ganze Südwestküste der Halbinsel verläuft von Zaton an in Rudistenkalk, und zwar zumeist in flach nordöstlich einfallenden Bänken des Nordostflügels eines Sattels (des Sattels von Zaton), nur auf der Punta Brdalić fallen die Schichtbänke südwestwärts. Doch liegt hier nicht bloß ein einfaches Gewölbe vor, da auch in dem nördlicheren Küstenvorsprung SW- und NO-Fallen auf eine kurze Strecke einigemal wechselt, auch ganz nahe dem Alveolinenkalk des Nordostflügels (im letzten großen Küsteneinschnitt vor Brevilacqua) auf ganz kurze Strecken zwischen solchen gestörten Kalken eine unbedeutende Dolomitpartie (in Form von breitgerundeten Blöcken) ersichtlich ist. Sonst besteht dieser Nordostflügel meist aus dichten hellbraunen Kalken, in denen nesterweise, so besonders südlich der Ortschaft Brevilacqua,

Rudisten nicht selten sind. Meist sind es Radioliten aus dem Formenkreise des *R. Beaumonti* und *Fleureusianus*. Die obersten Lagen des Kreidekalkes sind auch hier rötlich oder weiß, subkristallinisch.

Cretacische Schichten eines weiteren Sattelzuges treten in den beiden nördlichsten Vorsprüngen der in Rede stehenden Halbinsel (Punta Gaz und P. Krajev muja) zutage, und zwar gleichfalls Rudistenkalke und an der Ostseite der westlichen der beiden Küstenvorsprünge auch Dolomite, die wohl etwa den Kern dieses Sattels andeuten dürften. An der übrigen Nordostküste der Halbinsel sind gegenwärtig keine Kreidekalke entblößt, doch können sie wohl sicher als unter dem hier mächtigen Altquartär lagernd angenommen werden, so daß der Verlauf der Längsküsten der Halbinsel im wesentlichen zwei Kreidesätteln entspricht.

Zwischen diesen beiden Sätteln erstreckt sich in der Mitte der Halbinsel eine tektonische Muldenzone — eine flache Doppelmulde oder zwei alternierende Mulden. Denn die im Südosten der Stadt Nona noch verhältnismäßig breite Mulde von Nona scheint sich gegen Nordwesten zu verengen und vielleicht zu schließen und von einer weiteren ersetzt zu werden, in deren Achse sich erst am Nordrande des Quartärs von Sv. Nikola Hauptnummulitenkalk und weiterhin auf der Obrovica mitteleocäner Mergel einschaltet. Der Mitte dieser Mulde gehört wahrscheinlich der Brunnen im Alluvialstreifen südöstlich Brevilacqua an und die Entwässerung dürfte hier durch einen etwa SW bis NO streichenden Querbruch bedingt sein, wie solche ja an der Nordküste des dalmatinischen Festlandes mehrfach ersichtlich sind. Doch dürften an denselben größere Querverschiebungen wohl nicht erfolgt sein und die auffallend verschiedene Ausbildung des Vallone Dinjiška am Südostende von Pago und des Vallone di Ljubač an der Nordwestecke des Festlandes nicht, wie ich früher (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 282) meinte, durch Querverschiebungen, sondern wohl durch einen neu einsetzenden Sattel bedingt sein.

Im südlichen Teil des Quartärbereiches der Halbinsel Brevilacqua (auf Blatt Zara) treten Nummuliten- und Alveolinenkalke der Muldenzone noch in einigen isolierten Partien zutage, im Bereiche des Blattes Pago dagegen sind sie ganz mit Altquartär bedeckt und selbst an der Querküste im Hafen von Brevilacqua nur westlich der Ortschaft im westlichsten Küstenvorsprung entblößt. Eine ganz winzige Partie von Imperforatenkalken aus dem Nordostflügel der Muldenzone sah ich auch ganz nahe dem Rudistenkalke der Punta Gaz, und zwar in Form einiger bei Ebbe bloßgelegter kleiner Klippen.

Die Halbinsel Vrhe (Verchè, Vrši).

Dieselbe besteht im hauptsächlichen aus einer flachgelagerten Mulde, deren Nummulitenkalk erst an der Grenze der Blätter Zara und Pago im Alveolinenkalk einsetzt. Die Ortschaft Vrhe besteht aus zwei Häusergruppen, die auf den Nummulitenkalken des Nordost- und Südwestflügels aufgebaut sind und zwischen sich eine schmale Quartärzone lassen, die sich gegen NW zu bald erweitert und mit mehreren Metern hohen senkrechten, doch mehrfach verrutschten

Wänden zum Porto Lorenzo abstürzt. Den Kern der Mulde bilden offenbar Mergel und Sandsteine des oberen Mitteleocäns, doch treten dieselben gegenwärtig nur an einer räumlich sehr beschränkten Stelle in der Ostecke des Porto Lorenzo unter der mächtigen Altquartärhülle (wie bei Nona, nur weniger Konkretionsplatten), welche sie sonst bedecken, zutage. Es sind graue Mergel, die mit gelblichen SW einfallenden Kalksandsteinen wechsellagern und deren Schlämmrückstand nebst sehr viel kleinen Limonitstückchen und dünnen Seeigelstacheln eine reiche Foraminiferenfauna enthält, besonders die Gattungen *Globigerina*, *Cristellaria*, *Marginulina*, *Nodosaria*, *Nonionina*, *Bathysiphon*, *Spiroplecta*, *Gaudryina*, *Bigenerina* und *Clavulina Szaboi*, also die gleiche Fauna, die ich bereits von einigen Lokalitäten des nördlichen Dalmatien mitteilte (vgl. Verhandl. d.. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 267; 1904, pag. 115 und 326). Ringsum wird dies Altquartär zum Teil wallartig von Knollenmergel und Hauptnummulitenkalk umgeben, der infolge seiner flacheren Lagerung als sonst einen großen Teil der Halbinsel einnimmt. Auch hier sind am Nummulitenkalk die Querbrüche, darunter auch, wie schon aus der gewöhnlichen Spezialkarte zu ersehen ist, mit Querverschiebungen verbundene, gut zu sehen. Auf den Nummulitenkalk folgt gegen die Längsküsten der Halbinsel zu Alveolinenkalk, doch ist bereits in den tieferen Lagen des Nummulitenkalkes eine Zone Alveolinenkalk (oder, wenn man will, in den obersten Schichten des Alveolinenkalkes einige Bänke Nummulitenkalk) eingelagert. An der Grenze des Kalkterrains der Halbinsel gegen das Quartärgebiet von Nona taucht eine kleine Partie Rudistenkalk empor.

Hydrographische Verhältnisse.

In bezug auf die hydrographischen Verhältnisse unterscheidet sich das Küstengebiet von St. Cassian—Petrčane wesentlich vom Karststreifen Grobnica dolnja—Zaton und der Nordostecke des Kartenblattes Zara. Denn der Abfluß der Niederschlagswässer erfolgt zumeist direkt zur Adria, senkrecht zum Schichtstreichen, und zwar größtenteils unterirdisch, wie die vielfachen (temporären) Küstenquellen erkennen lassen. Auch die Mulde Bokanjac—Crno wird durch zwei zeitweise oberirdische Torrenten, welche die küstennächsten Falten durchbrechen, entwässert.

Die Niederschlagswässer des Karststreifens der Grobnica dolnja dagegen sind durch die aus mergeligen Kalken und Mergeln bestehenden tiefreichenden Küstenfalten größtenteils verhindert, direkt dem Kanal von Zara zuzuströmen und fließen der Geländeabdachung folgend nordwestwärts. Im Senkungs- oder Einbruchsgebiet des Wintersees von Bokanjac tritt dies Grundwasser bei erhöhtem Stande, also in der kälteren Jahreszeit, zutage und bildet den mit dem Sinken des Grundwasserspiegels kleiner werdenden, ja im Hochsommer ganz austrocknenden Lago di Boccagnazzo — das Bokanjačko blato, dessen maximale Tiefe nach Gavazzi (l. c. pag. 59) im östlichen tieferen Teile 4—5 *m* beträgt. Weiterhin strömt das unterirdisch zirkulierende Wasser dieses Gebietes wohl zumeist an der Querküste im Westen

von Zaton, durch die Alveolinenkalkeinfaltung südlich dieser Ortschaft und den Dolomitaufbruch südwestlich Bolkovac offenbar in mehrere Arme getrennt, hauptsächlich im (Valle Viševica und) Valle Sepurina—Dražnik ins Meer aus. Denn die Umrandung des Wintersees ist zwar, wie Prof. Gavazzi[1]) angab, im NW 23, im SO zirka 19 *m*, doch dacht sich der gesamte Karststreifen zweifellos von Südost nach Nordwest ab und wird von der Längsküste des Kanals von Zara (bei Diklo) durch einen zu 75 *m* ansteigenden, aus mergeligen Gesteinen bestehenden Höhenrücken getrennt.

Aus emporgepumptem Karstwasser dieses Gebietes (von Bokanjac) wird die neue Zaratiner Wasserleitung gespeist, während die ältere — die von Crno — vorzugsweise Quellwässer des weiten Mergel-(Mulden)terrains von Crno nach Zara leitete, das sich jedoch in bezug auf Güte wohl wenig von dem Karstwasser unterschied. Aus einer analogen geologischen Position wie Crno, nämlich aus mitteleocänen Mergeln, stammt das Wasser des Kaiserbrunnens und anderer Quellen und Brunnen von Zara, Petrčane—Diklo, Bibinje und St. Cassian, während Karstwasseraustritte längs der ganzen Küste von Punta amica bis St. Cassian ebenfalls häufig und wenigstens zeitweise in fast allen Querbuchten der Küste zu beobachten sind.

Die Nordostecke des Kartenblattes wird durch ein verhältnismäßig reichverzweigtes, teils in Mergelterrain ausgewaschenes (Briševo), teils an Bruchlinien innerhalb der Karstgebiete geknüpftes (Dračevac) Entwässerungssystem — die Miljasić jaruga — entwässert. Doch ist ihr Gefälle gering, das ganze Gebiet daher vielfachen Überschwemmungen unterworfen, so daß die dadurch verursachten mehr minder lang andauernden Sümpfe und Tümpel das Gebiet zu einem der ärgsten Malariaherde Dalmatiens machen. Allerdings sind gegenwärtig größere Regulierungen, besonders des Terrains um Nona, geplant, so daß wohl begründete Aussicht auf baldige sanitäre Besserung vorhanden ist.

Wenn man die Verbreitung der fossilführenden neogenen Süßwassermergel des nördlichen Dalmatien betrachtet, so muß es auffällig erscheinen, daß diese dem tertiär-cretacischen Faltengebiet so gut wie ganz fehlen. Außer den bereits in der Literatur beschriebenen Neogenvorkommen des Cetinatales und Kosovo poljes fand ich solche Neogenrelikte im Laufe der vorjährigen und heurigen Aufnahmen in der Umgebung von Knin—Topolje—Vrpolje—Golubić—Strmica, Zagrović, Ervenik, Žegar, Bilišane, am Velebithange zwischen Krupa und Obrovazzo, bei Castelvenier, Seline, Starigrad, Tribanj (gegenüber Pago) an der Küste und auch hier am Velebithange bis zu einer Höhe von 3—400 *m*. Diese neu festgestellten Neogenvorkommen stellen also den Zusammenhang zwischen den schon früher bekannten, weit voneinander getrennten Vorkommen von Miočić—Parčić im Kosovo polje und von Kollane auf Pago her und befinden sich zumeist in einer sich zwischen dem alttertiären Faltengebiet der Küstenregionen und den älteren Aufbruchsgebieten des Velebits erstreckenden Zone.

[1]) Die Seen des Karstes (Abhandl. d. k. k. geogr. Ges. Wien, V. Bd., 1903/04.

Sie sind, wie auch Grund (in der „Karsthydrographie") neuestens für Westbosnien dargetan hat, vielfach an tektonische Senkungsfelder geknüpft, die durch ihre Lagerung unterhalb des damaligen dadurch notwendigerweise hohen Karstwasserspiegels im Neogen zu mehr oder weniger miteinander in Verbindung stehenden Süßwasserbecken wurden. Nun scheint es doch auffällig, daß sich alle diese Vorkommen von neogenen Mergeln außerhalb des Bereiches des Tertiärfaltengebietes befinden, obgleich doch auch in diesem stark gefalteten Gebiete Niederbrüche einzelner Faltenteile stattgefunden haben dürften. Ich konnte schon früher bei der Detailaufnahme der Kartenblätter Zaravecchia—Stretto und Benkovac—Novigrad mehrfach feststellen, daß an den Umrandungen junger Einbruchgebiete, zum Beispiel des Vranasumpfes und -sees, des Binnenmeeres von Novigrad diluviale Sande und Lehme lagern, deren Anhäufung prädiluviale Hohlformen voraussetzen, deren Deutung, ob sie tektonische oder Erosionsbecken seien, meist schwer ist. An der Basis dieser und namentlich der kleineren Lößlehmpartien beobachtete ich wiederholt intensiv rotgefärbte Lehmmassen, die ganz den Eindruck machten, als ob es sich hier um am Grunde von Karstwannen zusammengeschwemmte Lösungsrückstände handle.

Da nun in den neogenen Karstwannen des Bereiches der langen schmalen Küstenfalten (mit Ausnahme von Pago) keine Seebildung mit Absatz reicher Molluskenfaunen und -floren erfolgte, so scheint mir daraus hervorzugehen, daß dies durch die damalige Lage dieser Gebiete über dem Karstwasserspiegel bedingt war. Nun wird zwar von Penck und Grund für das Neogen ein hoher Karstwasserstand angenommen und die oberhalb Tribanj—Starigrad bis 3—400 *m* am Velebithange hinaufreichenden kleinen neogenen Mergelrelikte sprechen gleichfalls dafür, aber alle diese liegen ja, wie bereits erwähnt wurde, landeinwärts der Küstenfaltenzone und so läßt sich meiner Ansicht nach ein hoher Stand des Karstwasserniveaus während des Neogens im Zermanja—Butišnica—Kerka- und Cetinabereiche gar wohl mit einem beträchtlich tieferen, im Bereiche der jetzigen Küstenfalten in Einklang bringen, da er durch Stauung infolge der tiefeingefalteten eocänen Mergelzonen dieser jetzigen Küstenfalten bedingt sein konnte.

Auf den oben erwähnten roten Lehmen (vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 381) lagern mehrere Meter mächtige feine Sande und sandige Lehme, die dem mitteleuropäischen Löß und Lößlehm petrographisch und ihrem Vorkommen nach als auch durch ihre Fossilführung (*Helix striata*, *Succinea oblonga*, *Pupa muscorum* und einige wenige andere Formen) derart entsprechen, daß in den jetzigen Küstengegenden damals ein vom jetzigen verschiedenes Klima geherrscht haben muß. Inwieweit etwa diese Lösse mit einer Vergletscherung des Velebits in Zusammenhang zu bringen wären, werden wohl spätere Forschungen ergeben. Soviel steht jedoch fest, daß sie nur Landschnecken enthalten, die einerseits sicher nicht tertiär sind, anderseits von der jetzigen in Norddalmatien lebenden und in den Humusschichten allenthalb subfossil enthaltenen Gastropodenfauna wesentlich verschieden sind, so daß ihr diluviales Alter mir zweifellos scheint. Diese Sande und Lehme bilden an den Küsten des Kanals von Zara

und Pašman [1]) mehrere Meter mächtige senkrechte Abstürze und wurden recht allgemein [2]) als Beweis für das postdiluviale Eindringen der nördlichen Adria aufgefaßt. Dr. A. Grund hat jedoch im Schlußkapitel seiner Karsthydrographie die Ansicht ausgesprochen, daß auch die heutige Ostküste der Adria schon zur Diluvialzeit existierte (pag. 198). Dies scheint mir jedoch eben infolge des Vorkommens der diluvialen Sande und Lehme wenigstens für das nördliche Dalmatien ausgeschlossen. Denn wenn man auch einen Teil der jetzigen Küstengliederung der nördlichen Adria und namentlich im Bereiche dieser Lehme auf Kosten der Brandung setzt, so müßte man bei der Voraussetzung einer prädiluvialen Küstengliederung annehmen, daß die großenteils äolischen diluvialen Sande und Lehme im Brandungsbereiche abgesetzt worden seien oder in Hohlformen, deren Kalkumrandung zur Hälfte durch die Brandung zerstört wurde, wofür sich jedoch im unterseeischen Relief keine Anhaltspunkte finden.

Etwas abweichend von dem Altquartär von Zaravecchia—Pašman—Stankovac ist das von Nona. Die tieferen Schichten unter der Zone der Lößschnecken zeigen teilweise Übergußschichtung, sind grobsandig und dürfen wohl als fluviatil angenommen werden. Die Basalpartien sind daselbst zum Teil nicht aufgeschlossen, zum Teil unterscheiden sie sich nicht von den überlagernden Sanden und Lehmen. Entweder war also auch hier an der Basis eine Lage neogener Terra rossa, welche von den späteren Wasserläufen weggeschwemmt wurde, oder aber könnten diese tieferen Lagen der Sande ein zeitliches Äquivalent der roten Lehme darstellen. Eine solche Annahme von Wasserläufen zur Plio-Pleistocänzeit im Gebiet des jetzigen Nona würde mit der oben ausgesprochenen Vermutung eines tiefen neogenen Grundwasserspiegels im jetzigen Küstenbereiche ganz gut im Einklang stehen.

Wenn ich nun einerseits der Ansicht bin, daß die jetzige norddalmatinische Küstengliederung sich erst im Quartär herausbildete, so darf wohl anderseits mit Sicherheit angenommen werden, daß dies nicht in historischer Zeit erfolgte, wie Prof. Dr. Luka Jelić in Zara annehmen zu können glaubt. In seiner interessanten Arbeit über „das älteste kartographische Denkmal über die römische Provinz Dalmatien“ [3]) legt er unter anderem dar, daß auf der von ihm in der vatikanischen Bibliothek entdeckten ältesten Karte von Dalmatien (von Marinus) Arbe, Pago, Rivanj, Ugljan und Morter, also alle östlichen Inseln von der Tedaniusmündung (als welche die Meerenge Koromačina—Javorna angenommen wird) bis zur Mündung der Kerka (Titus) in eine einzige große Insel verschmolzen seien, deren nördlichster Punkt die Stadt Arbe und deren südlichster Kollenton (Hrammina auf Morter) sei. Prof. Jelić meint nun, es dränge sich auch hier die Vermutung auf, ob zur Zeit des Gewährsmannes des

1) Ich erwähne nur diese Vorkommen, da ich die nördlicheren der istrischen Inseln aus eigener Erfahrung nicht kenne.

2) Siehe G. Stache, Liburnische Stufe.

3) Wissenschaftliche Mitteilungen aus Bosnien und der Herzegowina 1900, VII. Bd., pag. 167 u. ff.

Marinus diese Inselgruppe nicht etwa noch eine größere Insel bildete, welche erst später in die jetzigen Inseln zerfiel. Der Umstand, daß Marinus und Ptolemäus diese Insel, wie keine andere Quelle, Scardona nennen und daß dieser Name in den zaratinischen Inseln noch immer erhalten sei (angeblich Škarda bei Premuda, Škardica bei Pago), bestärke diese Ansicht einigermaßen.

Auf den ersten Blick könnte man, da ja ein einstiger Zusammenhang jetzt getrennter Inseln außer Zweifel steht, nun vielleicht meinen, daß diese älteste bisher bekannte Karte dieses Gebietes in der Tat ein Stadium der Inselbildung zum Ausdruck bringt, daß also der „Zerfall“ in die jetzige Inselwelt sich erst in historischer Zeit vollzogen habe (Marinus lebte in der zweiten Hälfte des I. Jahrhunderts n. Chr.). Doch ist zunächst auffallend, daß bei diesem Zerstücklungsprozeß die Ortschaften Arbe und Hrammina erhalten blieben, die doch durchaus nicht zu den höhergelegenen gehörten, auch Zara (Jadera), Nona (Ainona) u. a. Sodann, daß beim Zerfall des nordadriatischen Festlandes in größere Inseln solche entstanden sein sollten, wie z. B. die erwähnte angebliche Insel Scardona, die schräg zu dem gerade hier stark ausgeprägten Streichen Reste von 10—15 Faltenzügen umfaßt haben müßte, während nach dem ganzen Schichtstreichen und Faltenwurf eine Insel wahrscheinlicher sein würde, welche Arbe, Pago und das norddalmatinische Festland umfaßte, als Arbe, Pago—Ugljan, Morter.

Auch dem Umstande, daß der Name Scardona „in den zaratinischen Inseln noch immer erhalten“ ist, kann doch wohl kein großer Wert beigemessen werden, denn die eine der von Prof. Jelić zitierten Vorkommen, „Škarda bei Premuda“, liegt ja außerhalb des Bereiches der angeblichen Insel Scardona, ja sogar westlich der fünf „westlich“ gelegenen Inseln (Ist, Isola Lunga, Incoronata, Sestrunj, Melada), kann also füglich nicht in Betracht kommen. Und daß sich der Name der kleinen Klippe Škardica bei Pago, von der gewaltigen (62 römische Meilen langen) Insel Scardona erhalten haben sollte, ist doch weniger wahrscheinlich, als daß der Verfasser der Karte, der es ja auch sonst nicht genau nahm, die von ihm schematisch eingezeichnete Insel mit dem Namen einer nahegelegenen größeren Stadt schmückte. Denn wie wenig genau er es nahm, zeigen die auf der Karte südlich von „Scardona nesos“ eingezeichneten fünf polygonalen Inseln, die nach Prof. Jelić' Interpretation Ist, Isola Lunga, Incoronata, Melada und Sestrunj darstellen sollen. Wenn jener „Insel“ überhaupt eine Beweiskraft im obenerwähnten Sinne zukommen sollte, müßte man schließen, daß auch die fünf Inseln zur Zeit des Marinus keineswegs ihre jetzige im Bau begründete, weil durch langgestreckte dinarische Falten bedingte, so auffallend langgestreckte Gestalt besessen, sondern sie erst später erworben hätten.

Ich würde diese Vermutung von Prof. Jelić hier nicht so eingehend besprochen haben, zumal der Autor die Darstellung der ganzen Inselwelt um Zara ja selbst als „geradezu ungeschickt“ bezeichnet, wenn nicht bei dem ja wohl berechtigten Ansehen, das er als Forscher auf anderen Gebieten besitzt, die Gefahr nahe läge, daß sich die Ansicht von einer so gewaltigen Umänderung Norddalmatiens in historischer Zeit in weiteren Kreisen einbürgern könnte.

— —

Die Sinterbildungen vom Eisenerzbergbau Quittein nächst Müglitz (Mähren).

Von Bergingenieur **Franz Kretschmer** in Sternberg.

In der Monographie „Die nutzbaren Minerallagerstätten der archäischen und devonischen Inseln Westmährens“ [1]) habe ich bereits pag. 404—425 die mannigfaltigen Sinterbildungen mehr oder weniger ausführlich beschrieben; hier soll nur noch eine Revision eines Teiles jener Substanzen zur Erörterung gelangen, soweit der Verfasser hierzu Gelegenheit fand. Hierbei ist die Feststellung einiger für das Quitteiner Erzvorkommen neuer Mineralien, und zwar des Kimolit und Vivianit, des Halloysit und Thomsonit möglich geworden, auf die weiter unten näher eingegangen werden soll. Die gedachten Übersinterungen kommen hauptsächlich auf den Quitteiner Limoniten und im Innern der braunen Glasköpfe, sowie teilweise in deren Nebengesteinen, den Sideritgrauwacken und graphitischen Tonschiefern vor und bestehen aus nachstehenden Mineralien, welche untenfolgend teils nach ihrer Paragenesis, teils nach deren Sukzession geordnet, angeführt erscheinen, soweit sich diesfalls durch Beobachtung und Untersuchung ein Nachweis erbringen ließ:

a) Kalksinter, rhomboëdrisches Calcitaggregat (l. c. pag. 412).

b) Baryt in drei Generationen, und zwar 1. aus der Zeit der Sideritbildung, 2. der Glaskopfbildung, 3. Periode der jüngsten Sinterbildungen.

c) Brauner Glaskopf, radialstrahliger, konzentrisch schaliger und warzenförmiges Aggregat, sowie in Stalaktiten.

d) Quarzsinter, pyramidal-prism. Quarzaggregat (l. c. pag. 402 und 408).

Quarzpisolith, in kleinkörnigen und erbsensteinähnlichen Aggregaten.

Beide letztere sind ebenfalls in mehreren Generationen vertreten.

e) Chalcedon, dicht, zum Teil feinfaserig, achatähnlich, in Trauben und Stalaktiten als auch Jaspis (l. c. pag. 404).

f) Opal (Kieselsinter, Kalktuff, Kieselmehl, l. c. pag. 421 und 422).

g) Kaolinit (Kaolin, Steinmark, Letten), Pinguit (l. c. pag. 422).

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Bd. 52, Jahrg. 1902, pag. 353—494.

h) Evansit, amorph, farblos, hyalitähnliche Warzen, Trauben, auch Stalaktiten (l. c. pag. 421).

i) Thomsonit, schneeweiße, radialstrahlige Büschel und Warzen (neu).

k) Kimolit und Vivianit, lazurblaue bis himmelblaue dichte Aggregate (neu).

l) Bol (Eisen- und Bandbol), dichte, blutrote, ockergelbe, derbe Trümmer (l. c. pag. 423).

m) Halloysit, dichte, matte, wachsartige Aggregate (neu).

n) Allophan, amorphe halbopalähnliche Aggregate (l. c. pag. 424 und 425).

Es sind dies durchweg Zersetzungsprodukte der ursprünglich anwesenden Kalklager, beziehungsweise der daraus durch Metasomatosis hervorgegangenen Sideritlager, die dann in Limonitlager umgewandelt wurden und deren Nebengestein den Sideritgrauwacken, welche während und nach Bildung der soliden Erzmassen, höchstwahrscheinlich unter Mitwirkung von Thermalquellen entstanden sind, deren Wässer hauptsächlich den Weg durch die klüftigen Sideritgrauwacken und die Siderite, beziehungsweise Limonite nahmen. Die gedachten Sinterbildungen sollen nun näher betrachtet werden, soweit dies nicht schon in der eingangs zitierten Monographie geschehen ist:

Quarzsinter und Quarzpisolith.

Hierunter ist zu verstehen, das was Daubrée in seiner klassischen Experimentalgeologie pag. 171, als „kristallisierte Sande“ bezeichnet, nach des Verfassers Anschauung aber in dem vorliegenden Falle besser als Quarzsinter benannt wird, um der Analogie mit Kalk- und Kieselsinter näherzukommen, beziehungsweise darauf hinzuweisen.

In der gedachten Monographie sind pag. 408 die sämtlichen Einschlüsse der braunen Glasköpfe speziell angeführt und geschildert, es ist jedoch bezüglich des dort erwähnten weißen Quarzes noch zu ergänzen, daß derselbe u. d. M. ein drusiges Aggregat kleinster farbloser, sehr scharf und regelmäßig ausgebildeter Bergkriställchen der Comb. Form $R \,.\, - R \,.\, \infty R$ darstellt. Sehr häufig sind diese kleinen Bergkriställchen zu prächtigen Drusen verbunden. In dem l. c. pag. 412 geschilderten Kalksinter, bestehend aus einem rhomboëdrischen Calcitaggregat ist ein vollständig analoges Gebilde zu erblicken, das jedoch ganze Lager bildet, während der Quarzsinter nur akzessorisch auftritt.

Das übrige Quarzaggregat der gedachten Einschlüsse besteht aus farblosen Quarzkörnern, die zu einer drusigen, stark cavernösen Masse mehr oder weniger dicht verflößt erscheinen, zuweilen dem Erbsenstein gleicht und dann am besten als Quarzpisolith bezeichnet wird. Die inneren Hohlräume zahlreicher brauner Glasköpfe sind ganz oder teilweise von solchem Quarzsinter und Quarzpisolith erfüllt; es ist die nach dem Kern gewanderte Kieselerde der

primären Siderite, während sich der Eisengehalt in der Schale dieser Glasköpfe angereichert hat. Schwache Lamellen von Quarzsinter, dem braunen Glaskopf eingeschaltet, verraten die ursprüngliche Parallelstruktur des Siderits, der mit kohligem (graphitischem) Tonschiefer in dünnen Lagen wechselte und aus welch letzterem die ersteren hervorgegangen sind.

Nachdem da und dort faseriger und dichter brauner Glaskopf mit pyramid.-prism. Bergkristall sowie mit Quarzsinter innig verwachsen ist, so erscheinen dieselben als gleichzeitige Bildungen charakterisiert. Der Umstand jedoch, daß der größte Teil dieser sekundären Quarzsinteraggregate im Kern der braunen Glasköpfe stets dem Erz aufsitzen, spricht wohl nicht für eine mit diesem gleichzeitige, sondern nachfolgende Entstehung. Übrigens stimmen auch andere Wahrnehmungen darin überein, daß der Quarzsinter in mehreren Generationen vertreten ist.

Opal

(Kieselsinter und Kieseltuff).

Amorph, stark glas- und fettglänzend, halbdurchsichtig bis durchscheinend, milchweiß bis graulichweiß, stellenweise mit einem auffälligen Schimmer, mit teils ebenen, teils muscheligen Bruchflächen, fast ausschließlich traubig und nierförmig und in prächtigen Stalaktiten, lokal durch Eisen- und Manganlösungen gelb, rot, braun gefärbt. Des öfteren sind wiederholte und verschieden gefärbte Lagen der Opalsubstanz in konzentrisch-schaligem Aufbau zu beobachten.

Als Inkrustat überzieht der Kieselsinter die zellig ausgelaugten Sideritgrauwacken ringsumher, so daß zahlreiche Bruchstücke der letzteren durch ersteren ganz überkrustet erscheinen. Andernorts wieder erblickt man im Querbruch zwischen dem Inkrustat, die Zellwände zu dünnen Membranen aufgezehrt. Da und dort bildet auch Quarzpisolith als Sinterungsprodukt der Sideritgrauwacken und der quarzigen Limonite, die Grundlage, auf welcher der Kieselsinter zum Absatz gelangte.

Evansit.

Bezüglich des l. c. pag. 421 bereits ausführlich geschilderten Evansits mit seinen charakteristischen, amorphen, hyalitähnlichen, nierförmigen und zum Teil auch stalaktitischen Gestalten ist noch nachzutragen, daß derselbe sowohl warzenförmigen, opalähnlichen Kieselsinter als auch zersetzte, bezw. ausgelaugte Sideritgrauwacke überrindet und da und dort seinerseits von Thomsonitgruppen sowie von kascholangähnlichem Allophan bedeckt erscheint. Er erscheint außerdem mit glasigem Quarzpisolith und glasigem Quarz als Auslaugungsprodukten der Sideritgrauwacken und quarzigen Limonite assoziiert.

Aus diesem Auftreten der hier angeführten Sinterbildungen geht hervor, daß nach Bildung des sekundären Quarzsinters und des Quarz-

pisoliths der Kieselsinter (Opal) zunächst abgesetzt wurde, dann Evansit nachfolgte, später der Thomsonit und erst nach diesem der Allophan von den Thermalquellen ausgeschieden worden ist.

Thomsonit.

Seine Kristalle sind mikroskopisch klein, nadel- und haarförmig, so daß von einer Bestimmung der Kristallform dieser Mikrolithen keine Rede sein kann. Dieselben sind einzeln vollständig farblos und wasserhell, doch erscheint die Gesamtheit der teils büschel-, teils kugel- und traubenförmigen Aggregate schneeweiß. Zunächst sind die radialstrahlig struierten Kügelchen mit zahlreichen kleinsten Pisolithen bedeckt — es sind die Anfänge der Kristallindividualisation — während an anderen, die Pisolithen, schon zu Spitzen ausgezogen erscheinen, bis endlich der größte Teil der übrigen in zahllosen Kriställchen frei ausstrahlt, also die Zeolithbildung am deutlichsten zeigen. Ebenso deutlich langsäulenförmig sind auch die radialstrahligen Büschel auskristallisiert.

Die Thomsonitkugeln bilden kleintraubige schneeweiße Überzüge oder ein weißes Mehl teils auf Limonit und braunem Glaskopf, teils auf Kieselsinter, der durch Eisen- und Manganlösungen verschieden gefärbt erscheint; auch fand Verfasser zahlreiche Kristallbüschel von Thomsonit auf Evansit aufsitzend, einzeln zerstreut oder zu Überzügen gruppiert, wodurch der letztere als älter gegenüber jenem gekennzeichnet ist.

In den strahligen Aggregaten sind außerdem vereinzelt breitstrahlige als auch langtafelförmige, wasserhelle Kristalle gefunden worden, jedoch sind diese Ausbildungen derartig klein, daß deren nähere Bestimmung ebenfalls auf Schwierigkeiten stößt; immerhin weisen diese Formen deutlicher auf Thomsonit hin.

Die quantitative chemische Analyse gab kein vollständiges Bild, weil geeignetes Material nicht in genügender Menge vorhanden war. Dieselbe ergab die Zusammensetzung eines sehr basischen, an Kieselsäure armen, an Tonerde und Wasser reichen Zeoliths, worin sich die Kieselerde (mit 38%) und die Tonerde (mit 37%) annähernd das Gleichgewicht halten, woraus unverkennbar hervorgeht, daß unser Zeolith der Zusammensetzung des Thomsonits am nächsten steht.

Kaolinit.


($Si_2\ O_9\ Al_2\ H_4$.)

Derselbe bildet in der Masse ein weißes, stark aufgelockertes und leicht zerreibliches Aggregat, das jedoch schon unter der Lupe in auffälliger Weise jenen milden perlmutterartigen Schimmer zeigt, wie er gewöhnlich kleinschuppigen Mineralaggregaten eigentümlich ist und man bemerkt tatsächlich mit so bewaffnetem Auge hier und dort die kleinschuppige Zusammensetzung.

U. d, M. sieht man zahllose Kriställchen in Blättchen, Täfelchen und Splitter, die ein lockeres Haufwerk bilden; sie sind einzeln farblos bis graulichweiß, in der Gesamtheit schneeweiß, hie und da durch Eisenlösungen gelb, braun oder rötlich gefärbt. Die Kriställchen zeigen einen eigentümlich matten Glas- bis Perlmutterglanz.

Diese Kaolinitaggregate sind stellenweise geborsten und rissig sowie auch merkwürdigerweise voll von Blasen, Poren, Röhren und Narben, welche eine vollständig geglättete Oberfläche darbieten; dieselben fühlen sich in der Masse fettig an, erscheinen mit wenig Wasser plastisch, mit vielem Wasser werden sie abgeschlämmt.

Der Kaolinit bildet Einschlüsse im Innern der braunen Glasköpfe, wo man auf dessen Warzen, Nieren und Stalaktiten zunächst eine dünne Schicht von äußerst feinkörnigem, weißem, gewöhnlich durch Eisenlösung rötlichbraun gefärbtem Quarzsinter vorfindet, worauf dann der Kaolinit meistenteils in größerer Menge nachfolgt, das Glaskopfinnere erfüllend. In anderen seltener vorkommenden Glasköpfen dagegen ist der Quarzsinter und der Quarzpisolith vorherrschend, wo dieselben den Hohlraum mehr oder weniger unvollständig erfüllen, während der auf die letzteren folgende Kaolinit nur eine untergeordnete Rolle spielt. Diese Glaskopfausfüllungen mit vorwiegendem Kaolinit oder vorherrschendem Quarzsinter haben wohl in der mehr tonigen oder aber quarzigen Konstitution des ursprünglichen Siderits ihre Entstehungsbedingungen gefunden.

Bezüglich der Ausscheidungsfolge ist überall die Beobachtung gemacht worden, daß sich zuerst die Überrindungen des Quarzsinters und Quarzpisoliths, nach diesen erst jene des Kaolinits gebildet haben. Es braucht wohl kaum hervorgehoben zu werden, daß der Kaolinit mit Kaolin und dieser mit Ton durch kaum merkliche Übergänge verknüpft erscheinen.

Kimolit.



($Si_9\ O_{27}\ Al_2\ H_6\ .\ 3\ H_2\ O.$)

Die auf dem Albertschachte III am Unterrandig der Gemeinde Lukawitz nächst Quittein vorkommenden Limonite erscheinen zum größeren Teile auf ihren Strukturflächen mit dem l. c. pag. 425 geschilderten lazur- und himmelblauen Alumosilikat mehr oder weniger dick überkrustet.

Zum Zwecke der chemischen Analyse wurde diese blaue Übersinterung von den Limoniten sorgfältig abgekratzt und von dem mitgerissenen Erz mittels Thouletscher Lösung gereinigt. Die diesfalls am hüttenmännisch-chemischen Laboratorium zu Stefanau durch den Ingenieur Herrn Siegmund Vogl angestellte Analyse ergab das folgende prozentische Resultat:

	Prozent
Kieselsäure	65·25
Tonerde	28·40
Kalkerde	Spur
Magnesia	Spur
Kupferoxyd	—
Eisenoxydphosphat	1·48
Schwefelsäure	—
Wasser	4·61
Zusammen	99·74

Daraus geht hervor, daß dieses Mineral mit dem Kimolit (und Anauxit) nahe verwandt ist und demzufolge zu den anscheinend amorphen Tonerdesilikaten der Kaolinitgruppe zu stellen ist, welchem der Kimolit sowie einige andere ähnlich zusammengesetzte Substanzen wie der Anauxit angehört, somit dessen Abtrennung vom Allophan nötig erscheint. Auffällig ist der geringere Wassergehalt des Quitteiner Kimolits, was an den Agalmatolith erinnert und darauf hinweist, in welchem Maße die chemischen Verhältnisse dieser wasserhältigen Alumosilikate schwankend erscheinen.

Unter dem binokularen Mikroskop zeigt sich selbst bei 65maliger Vergrößerung keine blättrige oder schuppige Zusammensetzung, das Mineral bleibt amorph. Die Härte des Quitteiner Kimolits ist = 3; das spezifische Gewicht = 2·5.

Bezüglich des färbenden Prinzips im Kimolit muß vom Gegenstande abweichend etwas weiter zurückgegriffen werden. In der eingangs erwähnten Monographie habe ich des näheren ausgeführt, daß die organische Substanz in den Sideritgrauwacken und den graphitischen Tonschiefern — nunmehr als Graphit anwesend — Metallverbindungen zu Sulfiden reduzierte und ausgeschieden hat, welche nun als Pyrit durch die ganze Masse eingestreut ist, während die Zinkblende und das Buntkupfererz nur als zarte Anflüge, namentlich letzterer als seltener mikroskopisch feiner Staub auf den Strukturflächen angeflogen erscheint.

Wie aus der zitierten Abhandlung hervorgeht, sind die Quitteiner Limonitlager metasomatische Anreicherungsbildungen auf dem Wege der Lateralsekretion, wobei neben dem Eisen auch das Zink der Zinkblende sowie das Kupfer des Buntkupfererzes auf den Eisenerzlagern zur Konzentration gelangten. Während das Zink in den gedachten Erzen schon früher bekannt war, gelang es kürzlich dem Chemiker Herrn Siegmund Vogl am hüttenmännisch-chemischen Laboratorium des Hochofenwerkes zu Stefanau, auch das Kupfer in den Quitteiner Erzen nachzuweisen. Es ergab die diesfällige quantitative chemische Analyse, daß speziell die mulmige Kohäsionsform der Quitteiner Limonite vom Maschinenschächter Hauptlagerzuge neben

0·332% Zinkoxyd = 0·267% Zink auch
0·015% Kupferoxyd = 0·012% Kupfer

enthält, womit der bereits auf Grund genetischer Verhältnisse gemutmaßte Kupfergehalt bestätigt wird und wodurch die in der eingangs erwähnten Arbeit angeführte Begründung der Genesis der Quitteiner Erzlagerstätten eine neuerliche Stütze erhält.

Zufolge dieses Auftretens des Buntkupfererzes und des in den Limoniten richtig vermuteten Kupfergehaltes wurde l. c. pag. 425 der chemischen Analyse vorgreifend der Schluß gezogen, daß die blaugefärbte Varietät des Quitteiner Allophans, speziell jene vom Albertschachte III, welche die dortigen Limonite überrindet, als färbendes Mittel ein Kupferoxydsilikat enthält, ähnlich zahlreichen Allophanen anderer Fundorte. Nachdem die obige Analyse nicht eine Spur von Kupferoxyd ergab, so erweist sich diese Annahme als unzutreffend und bedarf der Berichtigung. Dagegen ergab diese Analyse Eisenoxyd und Phosphorsäure, welche jedenfalls als Eisenoxydphosphat den gesuchten Farbstoff bilden, und wenn auch die nachgewiesene Menge derselben nur gering ist, so ist sie in diesem Falle doch bestimmend. Es erscheint danach der himmel- bis lazurblaue Kimolit von Quittein durch Blaueisenerde gefärbt und stellt sich als ein Gemenge von vorwiegendem Kimolit mit wenig Vivianit dar, der als eine sekundäre Neubildung jüngerer Generation anzusehen ist.

Dieses Vorkommen von Kimolit und Vivianit ist für die mährischen, speziell Quitteiner Mineralien neu und treten diese zu den anderen, in der eingangs erwähnten Arbeit angeführten neuen Mineralien hinzu.

Überhaupt dürfte der mit einer großen Anzahl chemischer (für die Zwecke der Verhüttung ausgeführter) Analysen der Quitteiner Brauneisenerze nachgewiesene Gehalt an Phosphorsäure, welcher von 0·99 bis 1·27% schwankt, teils als erdiger Evansit (wasserhältiges Alumophosphat), teils als erdiger Vivianit (wasserhältiges Eisenoxydphosphat), auf den Quitteiner Eisenerzlagern als taube Lagerart, zusammen mit den anderen kaolinit-, bol- und pinguitartigen Massen einbrechen, deren manuelle Abscheidung von den Limoniten bei der oft innigen Verwachsung von verhüttungswürdigem Erz und tauber Lagerart auf Schwierigkeiten stößt und worauf der höhere Phosphorgehalt in den Schlicherzen hinweist, deren exakte Reinscheidung mittels Hand noch schwieriger ist als jene der Stufenerze. Es ist demzufolge die Möglichkeit klargestellt, daß mit einer Vervollkommnung der Aufbereitung auf nassem Wege auch der Phosphorgehalt der Quitteiner Erze herabgezogen werden könnte.

Halloysit.



$(Si_2 O_9 Al_2 H_4 . H_2 O.)$

Auf den Limoniten des Albertschachtes III zu Quittein mit ihrer teils unebenen, warzenförmigen und glasköpfigen Oberfläche,

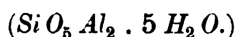
auf den Glaskopfstalaktiten sowie fast allen Strukturflächen, als auch auf Rutschflächen finden sich neben den älteren Übersinterungen, bestehend aus dem vorhin geschilderten blauen Kimolit, jüngere Überrindungen von weißer und gelblichweißer Farbe eines weichen, sehr milden, makroskopisch amorphen Minerals, dessen Härte = 1 ist und das in der Regel geborsten, teils uneben und knollig, von flach muscheligem Bruch, schwach fettglänzend bis matt, wachsähnlich, undurchsichtig oder nur kantendurchscheinend und das mehr oder weniger an der Zunge klebt. Zum Zwecke der chemischen Analyse wurde das Mineral von den Limonitstufen sorgfältig abgekratzt, teils durch Scheidung unter der Lupe, teils mittels Schlämmen und Dekantieren von dem mitgerissenen Limonit gereinigt und ergab die solcherart vorbereitete Probe folgende prozentische Zusammensetzung:

	Prozent
Kieselsäure	44·40
Tonerde	31·95
Kalkerde	0·79
Magnesia	Spur
Phosphorsäure	Spur
Wasser	23·43
Zusammen	100·57

Dieses Analysenresultat zeigt eine auffällige Annäherung an das l. c. pag. 424 angeführte Resultat, obwohl erstere Probe den blaugefärbten, dagegen die letztere Probe den braunen Limoniten von ganz verschiedenen Fundstellen des sogenannten „Pecherzlagers" am Albertschachte III entnommen wurde. Beide Ergebnisse wiederholen die chemischen Verhältnisse des Hålloysits und führen zur Annahme der obigen allgemein gültigen Formel des letzteren, auch für das Quitteiner Mineral, und nachdem auch das morphologische und physikalische Verhalten damit gut übereinstimmen, so erscheint die Abtrennung vom Allophan und die Vereinigung mit dem Halloysit unabweislich.

Diese Abtrennung ist insbesondere deshalb begründet, weil der Quitteiner Halloysit ebenfalls bloß scheinbar amorph ist, denn schon bei 65maliger Vergrößerung konnte Verfasser unter dem binokularen Mikroskop zahlreiche kaolinitähnliche Blättchen entdecken; derselbe ist daher folgerichtig zu den dichten kryptokristallinen Silikaten der Kaolinitgruppe, keineswegs zu den amorphen, mehr wasserhältigen Silikaten zu stellen, denen der Allophan angehört.

Allophan.



$(Si\,O_5\,Al_2\,.\,5\,H_2\,O.)$

Derselbe unterscheidet sich von dem kryptokristallinen Halloysit, daß er tatsächlich amorph ist, indem er eine kolloidale Verbindung

darstellt, ferner durch seinen stärkeren Fettglanz, der sich bis zum Glasglanz steigert, durch die größere Pelluzidität bis zur Durchsichtigkeit und die auffallende Ähnlichkeit mit Halbopal, insbesondere dem Kascholong; demzufolge zuweilen durch denselben konzentrisch schaligen Aufbau aus verschieden gefärbten Lagen wie diese Opalvarietäten bemerkenswert erscheint. Derselbe ist spröde, von unebenem, muscheligem, scharfkantigem Bruch und bildet daher zumeist schneeweiße, weniger gelblichweiße, häufig auch bläulichweiß gefärbte Überrindungen und derbe Trümmer (in gewissen Limonitbreccien), auf den Strukturflächen der Limonite und im Innern der braunen Glasköpfe sowie auf den Spalten und Klüften der Sideritgrauwacken und graphitischen Tonschiefer, welche im Liegend und Hangend die Quitteiner Eisenerzlager umschließen, als ein allgemeines, häufig wiederkehrendes Akcessorium. Es ist jedoch nicht ausgeschlossen, daß noch ein weiterer Teil dieses verbreiteten Allophans tatsächlich zum Halloysit gehört, worüber im einzelnen Falle nur die nähere Untersuchung entscheiden kann.

Auf den Eisenerzlagern der beiden Maschinenschächte fand sich da und dort auf braunem Glaskopf mit warzen- und nierförmiger, radialstrahlig und konzentrisch schalig struierter Oberfläche sowie auf dichtem und körnigem Limonit, in Zellen und Drusenräumen amorpher, zumeist weißer, glasglänzender, muschelig brechender Allophan, welcher die Warzen und Nieren überrindet und dadurch diese Limonitformen nachahmt. Auf dem Allophan sitzen prachtvolle Drusen zahlloser mikroskopisch kleiner farbloser Bergkriställchen, welche die Kombinationsform $R. -R. \infty R$ scharf ausgebildet darbieten. Die Individuen dieser drusigen Rinden sind so klein und durchsichtig, daß man darunter die konzentrisch schaligen, kascholongähnlichen Allophanwarzen und -nieren sehr gut sehen kann; auch sitzen die Bergkriställchen oft direkt auf den Oberflächen der Glasköpfe und auf Klüften und Spalten im Limonit auf.

Der Allophan findet sich insbesondere schön auf der Rosamundazeche am Oberrandig bei Quittein, und zwar hier in bemerkenswerten, stark fettglänzenden, kascholongähnlichen, farblosen, schneeweißen, bläulichweißen bis hellblauen, seltener ockergelben bis ziegelroten Übersinterungen auf ockergelbem, nelkenbraunem bis schwarzbraunem Limonit und Glaskopf, als auch in sehr charakteristischen Verwachsungen mit Eisenbol (Band- und Achatbol) sowie auch als breccienartige Gemenge von Limonit mit blutrotem, weniger ockergelbem Eisenbol und mit Allophan innig verwachsen, wobei der letztere als jüngstes Glied der in Rede stehenden sekundären Neubildungen, sowohl den Bol als auch den Limonit durchädert und überrindet. Dagegen umschließt der Bol seinerseits Limonit in eckigen Bruchstücken, welch letzterer sich dadurch als ältestes Glied der ganzen Reihe zu erkennen gibt.

Der Allophan vom letzteren Fundpunkte sowie jener von dem Altmaschinenschachte ist am hüttenmechanischen Laboratorium des Hochofenwerkes zu Zöptau in früherer Zeit durch Analysen fest-

gestellt worden, wo man die Quitteiner Erze fast seit einem Jahrhundert verhüttet und daher, wie leicht begreiflich, sehr bald das Bedürfnis fühlte, diese fremdartigen Überzüge auf den Erzen kennen zu lernen. Es stehen mir jedoch derzeit die ziffermäßigen Resultate leider nicht zur Verfügung.

Auf der Josefzeche Schacht VII nächst Quittein findet sich amorpher kascholongähnlicher Allophan auf Rinden, die von dem hyalitartigen Evansit gebildet werden und erweist ersterer sich dadurch als epigenetische Bildung in der Zeitfolge nach diesem. Außerdem überzieht in derselben Lokalität Allophan ausgebreitete warzenförmige Rinden von konzentrisch schaliger Struktur auf den ausgelaugten Sideritgrauwacken, bestehend aus Chalcedon und Kieselsinter sowie Quarzpisolith, welch letztere Vertreter der amorphen und kristallisierten Kieselerde aus den quarzreichen Grauwacken hervorgegangen sind.

Eine neuerdings am hüttenmännisch-chemischen Laboratorium des Hochofenwerkes Stefanau angestellte chemische Analyse des Josefzecher Allophans vom Schachte VII ergab folgende prozentische Zusammensetzung:

	Prozent
Kieselsäure	26·00
Tonerde	41·00
Kalkerde	—
Wasser	33·00
Zusammen	100·00

Hierher gehört auch die l. c. pag. 425 erwähnte schneeweiße, schmierige, gelatinöse Neubildung auf demselben Schachte VII, welche von den Bergleuten bezeichnenderweise „Steinschmalz" genannt wird und der eben daselbst geschilderte schneeweiße Phosphatallophan, der ein Gemenge von Allophan mit Evansit darstellt.

—

Den von E. F. Glocker[1]) bei Quittein gefundenen Kerolith konnte ich trotz eifrig betriebener Nachforschungen daselbst nicht wieder auffinden. Ich bin demzufolge der Meinung, daß ein gleiches der Talkgruppe angehörendes Tonerde-Magnesiasilikat hier nicht existiert, vielmehr sprechen alle Gründe dafür, daß die diesfällige Feststellung auf eine Verwechslung mit dem oben geschilderten Allophan zurückzuführen ist, welcher speziell auf der Rosamundazeche, wie Glocker sagt, „aus dem Milchweißen ins Blaßblaue" übergeht; auch fehlt der diesfälligen Erwähnung eine chemische Analyse.

Die Assoziation und Sukzession der in Rede stehenden Sinterbildungen ist zufolge obiger Ausführungen nach den einzelnen Fundstätten geordnet und von den älteren zu den jüngeren Gebilden fortschreitend die folgende:

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, Bd. VI, pag. 97, und Zepharovich' Minerallexikon, Bd. I, pag. 225.

Josefzeche Schacht VII nächst Quittein:

Glaskopf, Quarzsinter und Quarzpisolith, Opal (Kieselsinter), Evansit, Thomsonit und zuletzt Allophan.

Auf Rosamundazeche Schächte I, II und III bei Quittein:

Glaskopf, Eisenbol (Band- und Achatbol), schließlich Allophan.

Pecherzlager Albertschacht III zu Lukawitz:

Glaskopf, Kimolit mit Vivianit, endlich Halloysit.

Auf den beiden Maschinenschächten der Albertzeche bei Lukawitz:

Glaskopf, Quarzsinter und Pisolith, Kaolinit, Allophan und zuletzt abermals Quarzsinter.

Diese Fundpunkte liegen sämtlich auf dem sogenannten Maschinenschächter Hauptlagerstreichen und bilden im montangeologischen Sinne ein Ganzes. Die gedachten Übersinterungen kommen wohl auch auf den übrigen Quitteiner Erzlagerstätten in ähnlicher, jedoch nur in mehr oder weniger beschränkter Ausbildung vor.

Bezüglich der obigen Sukzessionsordnung der gedachten Sinterbildungen wird auch hier die Beobachtung bestätigt, daß von den älteren zu den jüngeren Spezies und ihren Varietäten die Kieselsäure abnimmt, gleichzeitig der Wassergehalt zunimmt, wie durch die obigen Reihenfolgen in überzeugender Weise dargetan wird. Ähnliches Verhalten habe ich auch bezüglich der Zöptauer Zeolithe nachgewiesen, wo die Sukzession Chabasit, Desmin, Heulandit und Thomsonit ebenfalls eine Reihe abnehmender Kieselerde, jedoch abnehmenden Gehaltes an Kristallwasser darstellt. Wiewohl es geologisch so wesentlich verschiedene Bildungen sind, so lassen sich diesbezügliche Analogien doch nicht leugnen[1]).

Verfasser hat schon früher darauf hingewiesen, welche frappante Ähnlichkeit zwischen den von Daubrée[2]) so vortrefflich geschilderten modernen Neubildungen zu Plombières und den in Rede stehenden alten Sinterbildungen besteht; obwohl letztere in viel weiterer Verbreitung und in größerer Menge und Vielseitigkeit auftreten. Dessenungeachtet bleibt jedoch das Beispiel von Plombières für die Entstehung unserer epigenetischen sekundären Übersinterungen maßgebend, denn die Gleichheit der Wirkungen verrät unstreitig auch die Analogien der Ursachen. Nachdem die neugebildeten wasserhältigen Silikate dort unter Mitwirkung von Thermalquellen entstanden, so erscheint es naheliegend, für die verschiedenen Spezies unserer Überrindungen eine ähnliche Bildungsweise durch hydrothermale Tätigkeit zu substituieren. Die Stoffe zu den Sinterbildungen haben die Thermen den Sideritgrauwacken und quarzigen Limoniten entnommen und sogleich an Ort und Stelle wieder ausgeschieden.

---

[1]) Zentralbl. f. M., G. u. P., Jahrgang 1905, Nr. 20.
[2]) Experimentalgeologie 1880, pag. 138—175.

Die Thermalquellen dürften wohl ihren Ursprung im Gefolge der nahen unterdevonischen Diabase von Rippau, Pobutsch und Chirles haben, welche möglicherweise bis an das Quitteiner Erzlagerstättenterrain unterirdisch fortsetzen und wohl als der Nachklang jener eruptiven Tätigkeit anzusehen sind. Es ist höchst wahrscheinlich, daß vorerst die Bildung der soliden Limonit- und Eisenkieselmassen unter ihrer intensiven Mitwirkung in der Weise erfolgte, daß durch die hydrothermale Zirkulation der Prozeß der metasomatischen Vererzung und Verkieselung einen um so energischeren und rascheren Verlauf genommen hat.

Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna.

Von Dr. Oskar Ritter von Troll.

Mit einer lithographierten Tafel (Nr. II).

A. Einleitung.

Das im folgenden beschriebene artenreiche Material aus den pontischen Ablagerungen von Leobersdorf wurde teils von P. Rudolf Handmann, zumeist in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts, einiges erst in den letzten Jahren, teils von mir seit dem Jahre 1900 aufgesammelt; ersteres befindet sich im Besitze des Naturalienkabinettes des Privatgymnasiums zu Kalksburg, für dessen freundliche Überlassung zur Bearbeitung ich der Anstaltsleitung sowie den Herren Prof. Dr. G. Starkl und P. R. Handmann meinen besten Dank ausspreche. Einige Konchylien stellte mir Prof. Dr. Rzehak in Brünn in liebenswürdiger Weise zur Verfügung. Ihm sowie Hofrat Prof. Dr. Th. Fuchs, der mir in liberalster Weise seine Privatbibliothek und das Vergleichsmaterial im Hofmuseum sowie einen Arbeitsplatz daselbst zur Verfügung stellte und mir auch mit seinem Rate zur Seite stand, ferner den Professoren Dr. V. Uhlig, Dr. C. Diener und Dr. J. Lörenthey, Dr. G. v. Arthaber, Kustos E. Kittl und Dr. R. Sturany für die freundliche Unterstützung, die sie mir im Laufe dieser Arbeit zuteil werden ließen, danke ich nun von ganzem Herzen.

Die geographischen und geologischen Verhältnisse der Lokalität sind folgende:

Leobersdorf liegt im alpinen Teile des Wiener Beckens am Flüßchen Triesting, westlich von der Südbahn, in der Mitte zwischen Baden und Wiener-Neustadt.

An folgenden Stellen in der Umgebung des Ortes Leobersdorf sind pontische Schichten aufgeschlossen:

1. In der Ziegelei Polsterer, gegenüber dem Bahnhof „Wittmannsdorf“ [1]);

2. in einer Schottergrube an der Straße nach Matzendorf;

[1]) Zur Unterscheidung vom Südbahnhof „Leobersdorf“ wurde der Staatsbahnhof „Wittmannsdorf“ genannt nach einer zu Enzesfeld gehörigen Rotte, die vom gleichnamigen Bahnhof 2 *km* entfernt ist.

3. auf den Feldern in der Nähe des „heilsamen Brunnens“, südlich vom Bahnhof Wittmannsdorf;

4. in einer Ziegelei nördlich vom Ort Leobersdorf.

Weiter nördlich sind pontische Schichten in den jetzt aufgelassenen Ziegeleien von Kottingbrunn aufgeschlossen worden, gegen Osten bei Sollenau in einem jetzt aufgelassenen Kohlenbergwerk, die, wie es scheint, einer höheren Schichtenfolge angehören als die Kottingbrunner Ablagerungen, die den höheren Leobersdorfer Schichten entsprechen.

Sarmatische Schichten sind in den nördlichen Kottingbrunner Ziegelwerken, bei Hölles (SSO von Leobersdorf) an zwei Stellen (ein Hohlweg nördlich vom Ort mit konchylienreichem Lehm, eine Schottergrube mit Austern weiter nördlich an der Straße zwischen Leobersdorf und Matzendorf) aufgeschlossen, bei Enzesfeld findet man an verschiedenen Stellen Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe, die mit denen von Gainfahrn übereinstimmen, noch weiter westlich im eigentlichen Triestingtal bei St. Veit a. d. T., an welchem Orte mehr brackische Formen gefunden werden (*Cerithium pictum, lignitarum*, Neritinen, Hydrobien, *Auricula*, Planorben, *Clausilia*), was deutlich bezeugt, daß schon im Mittelmiocän das Triestingtal von einem wasserreichen Fluß durchströmt war.

Nach Leobersdorf zurückkehrend, möchte ich zuerst die Ziegelei Polsterer gegenüber dem Bahnhof „Wittmannsdorf“ eingehender beschreiben, die — im Jahre 1897 eröffnet — eine größere Schichtfolge aufgeschlossen zeigt. Die Grube ist etwa 10 *m* tief. Bohrlöcher von 20 bis 30 *m* Tiefe kamen, soviel ich hörte, auf Stein. Auf diese feste Unterlage, deren Zusammensetzung mir vollständig unbekannt ist, folgen Tegelschichten mit dazwischengelagerten Sandschichten, die beinahe dieselbe dunkelgraue Farbe haben wie der Tegel und bei ziemlich großer Feinheit häufig verkohlte Pflanzenreste in meist sehr dünnen Lagen einschließen, während die Konchylien im Sande mehr oder weniger häufig sind; meist sind sie gut erhalten, schlechter in den pyrithältigen Lagen. Aus den Bohrlöchern steigt das Wasser bis an die Grubensohle; dasselbe ist trinkbar, hat aber einen etwas unangenehmen, auf Pyritzersetzung hinweisenden Geschmack.

Oberhalb der Grubensohle sind nur wenige Sandschichten zu finden, über denen dann mehrere Meter reinen Tegels von der bekannten dunkel-blaugrauen Farbe folgen, der auf der Südseite wenige Meter unter dem Humus in einen gelben Tegel übergeht; an einer Stelle sah ich auch (etwa 7 *m* unter dem Niveau) eine hellblaue Tegelmasse angeschnitten, die viele, aber ganz weiche Konchylien von ganz weißer Farbe enthielt, die nicht erhaltungsfähig waren. Sonst enthielt der Tegel hie und da eine *Congeria subglobosa Partsch*, vielleicht auch *C. spathulata Partsch*, während die dazwischengelagerten Sandschichten eine reiche Konchylienfauna enthalten, die im folgenden aufgezählt ist:

Congeria spathulata Partsch h.
„ *subglobosa Partsch* h.
„ „ *hemiptycha Brus.* s.

Limnocardium Schedelianum Partsch hh.
" *cf. Štoosi Brus.* s.
Pisidium Bellardii Brus. ss.
Neritodonta crescens Fuchs s.
Valvata gradata Fuchs h.
" *bicincta Fuchs* s.
Hydrobia monotropida Brus. h.
Pyrgula angulata Fuchs s.
" (*Micromelania*) *sulculata Brus.* hh.
" (*Goniochilus*) *formosa n. sp.* s.
" (") *croatica Brus.* ss.
Bithynia proxima Fuchs s.
Orygoceras (*Fuchsi Kittl sp.*?) s.
Melanopsis Bouéi Fér. h.
" *textilis Handm.* ss.
" *pygmaea Partsch* s.
" *Martiniana Fér.* h.
" *Vindobonensis Fuchs* h.
" (*Melanosteira*) *Brusinai Lör.* s.
Carychium Sandbergeri Handm. ss.
Planorbis cornu Brongt. var. Mantelli Dunk. h.
" *micromphalus Fuchs* h.
" *rhytidophorus Brus.* hh.
Strobilus tiarula Sandbg. ? ss.
Helix sp. sp. ss.
Ostracoden und Fischreste (Zähne, Knochen, Otolithen).

Diese Ablagerung ist als brackisch anzusehen, worauf insbesondere das Vorkommen von Limnocardien schließen läßt, und ist in einem ruhigen tieferen Wasser abgesetzt worden; die Pflanzenreste und Landkonchylien deuten auf die Nähe der Mündung eines Flusses, der wohl auch den Sand mit sich brachte. Der Charakter der Ablagerung und ihrer Fauna ist dem der Ablagerungen mit *Congeria subglobosa Partsch* in den Ziegeleien von Guntramsdorf, Hennersdorf und Wiener-Neudorf ähnlich.

Während der Tegel an der Süd- und Ostseite der Ziegelgrube, wie es scheint, bis unter den Humus fortsetzt, beginnt in der nördlichen Hälfte der Westseite etwa 4 *m* unter dem Niveau eine Sandablagerung von etwa 2—3 *m* Mächtigkeit, die in den unteren Partien leicht grünlichgrau gefärbt ist, während die obersten 20—30 *cm* eine mehr gelblichbraune Farbe aufweisen. An manchen Stellen ist dieser Sand zu einem sandigen Kalk erhärtet. Leider konnte ich nirgends die Überlagerung über den Tegel konstatieren, noch auch eine seitliche Abgrenzung gegen die höheren Lagen des Tegels beobachten.

Eine der untersten Lagen von wenigen Zentimetern Mächtigkeit war ganz erfüllt mit Konchylienschalen und etwas gröberen abgerollten Sandkörnern; die Konchylienschalen waren ganz schneeweiß, oft mit erhaltenen Farbstreifen oder Punkten, Neritinen mit erhaltener Epidermis. Die Faunenliste ist folgende:

Congeria sp. (kleine, unbestimmbare Formen)
Neritina Mariae Hdm. s.
Neritodonta crescens Fuchs hh.
Nematurella pupula Sandbg. ss.
Fossarulus sp. ss.
Orygoceras (*? Fuchsi Kittl sp.*) ss.
Melanopsis Bouéi Fér. hh.
" *senatoria Handm.* s.
" *pygmaea Partsch* h.
" *Martiniana Fér.* } h (aber beinahe nur
" *Vindobonensis Fuchs* } Jugendexemplare)
Melanoptychia cf. rarinodosa Brus. ss.
Melanatria Escheri Brongt. sp. var. h.
Carychium Sandbergeri Hdm. ss.
Planorbis micromphalus Fuchs? ss.
Helix sp. ind. ss.
Pupa (*Modicella*) *aff. Dupotetii Terr.* ss.
" (*Vertigo*) *gracilidens Sandbg.* ss.
Clausilia (*Triptychia*) *Leobersdorfensis n. sp.* ss.
Ostracoden.
Turritella und Cerithien (eingeschwemmt).

Diese Ablagerung zeigt durch das gröbere Korn, das fast vollständige Fehlen der auf Brackwasser hindeutenden Congerien und Limnocardien und das ziemlich häufige Vorkommen von Melanatrien eine Aussüßung an.

Über dieser konchylienreichen Schicht folgen wieder feine Sande, mit wenigen meist sehr großen Exemplaren von *Melanopsis Martiniana Fér.*, die ebenso wie eine *Congeria subglobosa Partsch* (?) stark abgerollt und verwittert sind. 1—$1^1/_2$ *m* sind fast fossilleer, nur in der obersten gelblich-braunen Lage findet man wieder mehr Konchylien, und zwar *Melanopsis Bouéi Fér.*, *Martiniana Fér.*, *Vindobonensis Fuchs*, *Melanatria Escheri Brongt. sp. var.*, *Neritodonta crescens Fuchs.* Aus dieser Schicht konnte ich nur wenige Konchylien sammeln, da dieselbe schlecht zugänglich war.

Der diesen Schichten angehörige Süßwasserkalk lieferte folgende Arten: *Melanatria Escheri Brongt. sp. var.*, *Limnaeus aff. fragilis L.*, *Planorbis cornu Brongt. var. Mantelli Dunk.*, *Helix cf. hortensis Müll.*

Über dem gelbbraunen Sand folgt eine etwas mergelige Schicht von gelblicher Farbe. In der untersten Partie ist sie ziemlich konchylienreich. Herrschend ist *Melanopsis pygmaea Fér.* in einer zu *Hemisinus Esperi Fér.* hinneigenden Form.

Die Faunenliste ist folgende:

Congeria? sp. ind. (ganz kleine Formen) s.
Unio sp. ind. ss.
Neritodonta crescens Fuchs h.
Caspia Vujići Brus. s.
" *acicula Brus.* ss.
Bithynia Jurinaci Brus. hh.

Melanopsis Bouéi Fér. s.
" *textilis Hdm.* s.
" *varicosa Handm.* s.
" *pygmaea Partsch* hh.
" *Vindobonensis Fuchs* ss.
Melanosteira Brusinai Lör. s.
Melanatria Escheri Brongt. sp. s.
Planorbis chaenostomus Brus. s.
" *sp. sp.*
Ostracoden s.
Fischreste s.

außerdem Ästchen und Früchte von Characeen und eine (wohl eingeschwemmte) *Quinqueloculina.*

Auch diese Ablagerung hat wie der Sand, in ihrer Fauna mehr den Charakter einer Süßwasser- als Brackwasserbildung. Bemerkenswert sind auch die Konkretionen aus weichem bis sehr hartem Kalk in dieser mergeligen Ablagerung, die dieselben Konchylien enthalten. Die Schalen sind in diesem Mergel sehr gut erhalten, desgleichen auch in den Konkretionen.

Oberhalb der erwähnten konchylienreichen Schicht fand ich nur eine einzige Schale von *Melanopsis Bouéi Fér.* Die Mächtigkeit des Mergels beträgt $^1/_2$—1 *m*; derselbe geht in den Humus allmählich über.

Bei einer Brunnengrabung in der Ziegelei (1899) wurde auch ein Süßwasserkalk mit zahlreichen *Melanatria Escheri Brongt. sp. var.*, die aber schlecht erhalten waren, herausbefördert. Er soll angeblich aus größerer Tiefe stammen; nach dem Charakter desselben halte ich ihn für äquivalent dem vorbeschriebenen grüngrauen Sand, weshalb ich glaube, daß er höchstens in 5—6 *m* Tiefe angetroffen wurde, es müßte denn sein, daß zwischen Tegelgrube und Brunnen eine kleine Verwerfung ist.

Die zweite Fundstelle ist eine Schotter- oder Sandgrube an der Straße von Leobersdorf nach Matzendorf, südwestlich der Ziegelei Polsterer. In derselben sind Schotter- und Sandlagen zu beobachten, der Sand ist von gelblicher Farbe. Beide Ablagerungen beherbergen die gleiche Fauna, die im folgenden aufgezählt sei:

Congeria cf. subglobosa Partsch ss.
" *cf. ornithopsis Brus.* ss.
Limnocardium cf. Kosiči Brus. ss.
" *sp. ind.* ss.
Neritina Mariae Hdm.?
Neritodonta crescens Fuchs s.
Caspia obtusa Brus. s.
" *Frauenfeldi (Schwartz) Brus.* s.
Bithynia sp. ss.
Orygoceras Fuchsi Kittl sp. s.
" *aff. filocinctum Brus.* ss.
" *aff. scolecostomum Brus.* ss.

Melanopsis Bouéi Fér. h.
„ *austriaca Handm.* ?
„ *textilis Handm.* s.
„ *pygmaea Partsch* h.
„ *Martiniana Fér.* hh.
„ *Vindobonensis Fuchs* s.
„ (*Melanosteira*) *Brusinai Lör.* s.
Melanatria Escheri Brongt. sp. var. ss.
Carychium Sandbergeri Handm. ss.
Limnaens cf. Kenesensis Hal. ss.
Planorbis rhytidophorus Brus. ss.
„ *homalosomus Brus.* ss.
„ *cf. Došeni Brus.* ss.
Strobilus tiarula Sandbg. ss.
Patula (Acanthinula) aff. lamellata Jeffr. ss.
Papyrotheca gracilis Lör. ss.
Ostracoden s.
Nonionina, *Polystomella.*

Melanopsis Martiniana Fér. ist die herrschende Form und zeichnet sich durch besondere Größe aus; auch *M. Bouéi Fér.* ist hier sehr groß. Auch in dieser Ablagerung läßt das starke Zurücktreten von Congerien und Limnocardien auf ein mehr ausgesüßtes Wasser, vielleicht auf die Nähe des Ufers oder aber einer Flußmündung schließen (vgl. oben); auch der Schotter deutet darauf hin. Meiner Meinung nach entspricht diese Bildung dem grüngrauen Sande der Ziegelei, während der Mergel der Ziegelei eine etwas jüngere Ablagerung ist.

In der Schottergrube fand ich auch einen Brocken ziemlich dichten Süßwasserkalk (ähnlich dem im folgenden beschriebenen), aus dem ich eine *Helix Leobersdorfensis n. sp.* und einen *Planorbis cornu Brongt. var. Mantelli Dunk.* herauspräparierte.

Bemerken möchte ich noch, daß das Material Rzehaks (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 263), für dessen freundliche Überlassung ich auch hier meinen besten Dank ausspreche, aus dieser Schottergrube stammt.

Auch Handmann (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 47) sammelte in dieser Schottergrube, die er mit dem nicht ganz zutreffenden Namen „zweite Faziesbildung von Leobersdorf" bezeichnete, während er die Ziegelei als „Wittmannsdorf" bezeichnet, was nach obigen Ausführungen nicht richtig ist.

Der älteste Fundplatz bei Leobersdorf, woher schon M. Hörnes *Melanopsis Martiniana Fér.* bekannt war („auf den Ackerfeldern zwischen Solenau und Hölles"), ist jener nächst dem „heilsamen Brunnen" einer Quelle mit reichlichem, sehr kaltem Wasser, welche während eines Erdbebens vor mehreren Jahrhunderten hervorgebrochen sein soll. Es steht jetzt eine Kapelle dabei; die Quelle selbst ist in ein gemauertes Becken gefaßt. Wenn man vom Bahnhof Wittmannsdorf auf der Badnerstraße gegen Felixdorf geht, biegt links etwa 5—10 Minuten vom Bahnschranken bei einem gemauerten Bildstock ein Feldweg ab, der bei der Schottergrube vorbeiführt (s. o.); dieser Weg

führt zum „heilsamen Brunnen". Ungefähr 300 *m* vor demselben findet man, namentlich links vom Weg (daselbst liegt auf einem kleinen unkultivierten Fleck ein Haufen Lesesteine) auf den Feldern verstreut allenthalben Konchylien, welche teils aus einem Süßwasserkalk ausgewittert sind, von dem man auch größere und kleinere Stücke lose im Ackerboden findet, teils aus einem lichten Sande, den Handmann bei Grabungen etwa 1 *m* unter dem Humus unverändert antraf. Handmann beschrieb die daselbst von ihm gefundenen Konchylien in der selbständig erschienenen Arbeit „Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf im Tertiärbecken von Wien", der acht Tafeln beigegeben sind, die leider sehr mangelhaft und ungenau ausgeführt wurden; eigentliche Beschreibungen liegen jedoch nur von den Melaniiden vor, während die übrigen Süßwasser- und Landkonchylien nur kurz angeführt werden. Meist berichtet der Autor über dieselben nicht mehr, als was Sandberger in zwei kurzen Notizen (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393; 1886, pag. 331) über dieselben schrieb. Was seine Beschreibung der Melaniiden betrifft, so werde ich auf dieselbe bei der Besprechung der Gattung *Melanopsis* zurückkommen. Unter den Konchylien befinden sich auch marine und sarmatische, welche wohl, nach dem Erhaltungszustande sowie nach Funden in der Ziegelei zu schließen, während der Ablagerung dieser Gebilde aus marinen und sarmatischen Ablagerungen, welche in der Nähe bei Vöslau und Enzesfeld (marin) und Hölles (sarmatisch) noch heute zu finden sind, eingeschwemmt wurden. Im Verhältnis zur Zahl der pontischen Konchylien ist ihre Zahl sehr gering. Ich führe (meist nach Handmann) folgende an:

Turritella vindobonensis Partsch (3)
Nassa vindobonensis May. (1)
Rissoa Montagui Payr. (1)
Corbula gibba Ol. (1)
Arca diluvii Lam. (1 von mir gefunden)
Cerithium disjunctum Sow. (8)
„ *rubiginosum Eichw.* (13 von Handmann, 2 von mir gef.)
„ *pictum Bast.* (20 „ „ 1 „ „ „)

Aus den Cerithien gewann Handmann noch diverse Fragmente sarmatischer Konchylien und Foraminiferen.

Die eigentliche Fauna der Ablagerungen beim „heilsamen Brunnen" ist folgende (* bedeutet Vorkommen bloß im Süßwasserkalk beobachtet):

Congeria spathulata Partsch ss.
Congeria sp. ind. s.
Unio sp. ind. ss.*
Limnocardium desertum Stol. ss.
Pisidium Bellardii Brus.? ss.*
Neritina Mariae Hdm. ss.
Neritodonta crescens Fuchs hh.
Craspedopoma Handmanni n. sp. s.*
Caspia Vujići Brus.? ss.

Pyrgula (*Goniochilus*) *formosa n. sp.* ss.
Nematurella pupula Sandb. ss.*
Melanopsis Bouéi Fér. hh.
" *austriaca Handm.* h.
" *textilis Handm.* hh.
" *varicosa Handm.* h.
" *senatoria Handm.* h.
" *pygmaea Partsch* hh.
" *Martiniana Fér.* hh.
" *Vindobonensis Fuchs* hh.
Melanatria Escheri Brongt. sp. var. h.
" *flumineiformis n. sp.* ss.*
Carychium Sandbergeri Handm. h.*
Limnaeus turritus Klein ss.*
Planorbis cornu Brongt. var. Mantelli Dunk. h.*
" *micromphalus Fuchs* ss.
Oleacina eburnea Klein ss.*
Vitrina sp. ss.*
Archaeozonites laticostatus Sandbg. ss.*
Hyalina Villae Mort. s.*
Strobilus tiarula Sandbg. h.*
Patula supracostata Sandbg. s.*
" *euglyphoides Sandbg.* ss.*
" (*Acanthinula*) *aff. lamellata Jeffr.* ss.*
Helix Leobersdorfensis n. sp. s.*
" *cf. hortensis Müll.* h.*
" *sp. sp. ind.* s.*
Buliminus aff. complanatus Reuss ss.*
Cionella cf. lubricella A. Braun ss.*
Pupa (*Isthmia*) *Villafranchiana Sacco* ss.*
" (*Vertigo*) *gracilidens Sandbg.* h.*
" (*Vertilla*) *sp.* ss.*
" (*Modicella*) *trochulus Sandbg.* ss.*
Clausilia (*Triptychia*) *Leobersdorfensis n. sp.* h.*
" *sp.* ss.*
Succinea sp. ss.*

Die Fauna, die nicht dem Süßwasserkalk allein angehört, ist so ziemlich dieselbe wie die des grüngrauen Sandes in der Ziegelei; die meisten Formen finden sich auch im Süßwasserkalk, der außerdem eine Landschneckenfauna beherbergt, von der im Schlußwort noch einmal zu sprechen sein wird. Der Süßwasserkalk kommt in Blöcken bis zu 1 *m* größte Breite und $^1/_2$ *m* Dicke auf den Feldern vor und scheint an Ort und Stelle entstanden zu sein. Manche schwäbische Miocän-Süßwasserkalke haben ein ähnliches Aussehen, sind aber meist weicher.

Gegenüber der Ziegelei Polsterer befindet sich eine Schottergrube, in welcher Glazial- oder Alluvialschotter aufgeschlossen ist. In derselben fand ich einige Stücke Süßwasserkalk, die mir aber nur

zufällig hineingekommen zu sein scheinen; ich fand keines davon in den Schotterbänken. Aus diesen Stücken erhielt ich folgende Konchylien:

Neritina sp.
Fossarulus sp.
Melanopsis Bouéi Fér.
„ Vindobonensis Fuchs
Melanatria Escheri Brongt. sp. var. juv.
Carychium Sandbergeri Handm.
Strobilus tiarula Sandbg.

Der Süßwasserkalk stimmt ganz mit dem beim „heilsamen Brunnen“ überein, weshalb ich ihn in der Schlußtabelle nicht eigens anführe.

In der zweiten (älteren) Ziegelei im Norden von Leobersdorf fand ich nur ganz schlecht erhaltene Exemplare von *Congeria subglobosa Partsch* sowie *Melanopsis Martiniana Fér.* Ich habe diesen Fundort daher nicht weiter bei der Bearbeitung des Leobersdorfer Vorkommens berücksichtigt.

B. Beschreibung der Arten.

I. Foraminifera.

Von Foraminiferen fand ich in der Ziegelei ein Exemplar von *Quinqueloculina sarmatica Karr.*, welche in den sarmatischen Schichten von Hölles, das nur eine Stunde von Leobersdorf entfernt ist, vorkommt, und zwar in der obersten mergeligen Schicht, welche nur Süßwasserkonchylien enthält. Daraus folgt wohl mit Sicherheit, daß dieselbe eingeschwemmt ist. Rzehak fand im Sande der Schottergrube Exemplare von *Nonionina* und *Polystomella*, die allerdings das Seichtwasser bevorzugen; aber auch bei diesen ist es zweifelhaft, ob sie nicht doch eingeschwemmt wurden. Handmann sammelte beim „heilsamen Brunnen“ Foraminiferen; dieselben wurden aber alle in Cerithien, die unzweifelhaft aus sarmatischen Ablagerungen stammen, gefunden.

II. Mollusca.

Klasse: Lamellibranchiata.

Ordnung: Heteromyaria.

Familie: Dreissensidae.

Genus: Congeria Partsch.

In den Leobersdorfer Ablagerungen ist dieses Genus nicht besonders häufig, nur im Tegel beider Ziegeleien ist es in größerer Anzahl zu finden. Bestimmbar waren nur *C. subglobosa Partsch* und *subglobosa hemiptycha Brus.* sowie *C. spathulata Partsch;* die übrigen

Fragmente, die teils zu *Dreissenia van Ben.* gehören mögen, sind unbestimmbar und sind in allen Schichten und an allen Fundstellen zu finden.

Congeria spathulata Partsch.

1835. *Congeria spathulata* Partsch, Über die sog. verst. Ziegenklauen aus dem Plattensee in Ungarn und ein neues urweltliches Geschlecht zweischaliger Conchylien. (Ann. d. Wr. Mus. d. Naturg. I, pag. 100, Taf. XII, Fig. 13—16.)
1867. — — — M. Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. II. (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. IV., pag. 369, Taf. XLIX, Fig. 4)
1870. — — — Fuchs, Über *Dreissenomya.* (Verh. d. zool.-bot. Ges. XX, pag. 998, Taf. XVI, Fig. 1.)
1875. — — — Neumayr und Paul, Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens (Abh. d. k. k. geol. R.-A. VII, pag. 20.)
1897. — — — Andrusov, Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. (Trav. d. l. soc. d. Nat. d. St. Pétersbourg. M. G. XXV, pag. 105, Taf. II, Fig. 24—28.)

Von dieser *Congeria* kommen zusammen mit *C. subglobosa Partsch* typische Exemplare in den sandigen Zwischenlagen im Tegel der Ziegelei nicht selten vor. Ein Exemplar, das etwas vom Typus abweicht und sich etwas der *C. slavonica Brus.* aus Grgetek (Gergetek, Görgetek) in Slawonien nähert, fand Handmann beim „heilsamen Brunnen".

Congeria subglobosa Partsch.

1835. *Congeria subglobosa* Partsch, Über die sog. verst. Ziegenklauen aus dem Plattensee in Ungarn und ein neues urweltliches Geschlecht zweischaliger Conchylien. (Ann. d. Wr. Mus. d. Naturg. I, pag. 97, Taf. XI, Fig. 1—8 und 10.)
1838. *Mytilus subglobosus Partsch.* — Goldfuss und Münster, Petrefacta Germaniae II. T., pag, 173, Taf. CXXX, Fig. 3 und 4.
1856. *Dreissenia subglobosa Partsch.* — Bronn und Roemer, Lethaea geognostica. III., pag. 365, Taf. XXXIX, Fig. 13.
1867. *Congeria subglobosa Partsch.* — M. Hörnes, Die fossilen Mollusken des Wiener Beckens II. (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. IV. Pag. 362, Taf. XLVII, Fig. 1—3.)
1875. *Dreissenia (Aenocephalus) subglobosa Partsch.* — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 680, Taf. XXXI, Fig. 1.
1883. *Dreissenia subglobosa Partsch.* — Brusina, Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. (Beitr. z. Paläont. Österr.-Ungarns. III, pag. 134.
1892. *Congeria subglobosa Partsch.* — Brusina, Fauna di Markuševec (Glasnik hrv. nar. dr. VII, pag. 180.)
1897. — — — Andrusov, Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. Pag. 220, Taf. XII, Fig. 12—16.

Die für die erste pontische Stufe Andrusovs charakteristische Muschel ist im Tegel der Ziegelei häufig, jedoch meist nur in ganz abgeriebenen Stücken; es scheint die einzige Form zu sein, welche auch im Tegel selbst gefunden wird, während alle anderen fossilen Reste in den zwischenlagernden Sandschichten vorkommen. Ferner fand ich dieselbe Art in der Ziegelei nördlich von Leobersdorf. Außer in den gleichaltrigen Ablagerungen im Wiener Becken kommt diese Art in den gleichen Schichten in Ungarn, Siebenbürgen, Kroatien (Markuševec) und Serbien vor. Sehr wahrscheinlich gehören zwei größere abgerollte Schalen aus der grüngrauen Sandschicht und

aus der Schottergrube hierher, dagegen gehört ein abgerolltes Wirbelstück, das große Ähnlichkeit mit den „Ziegenklauen" vom Plattensee hat, zu *C. ornithopsis Brus.* oder *C. ungula-caprae Münst.*; da aber das Schloßfeld und sonstige charakteristische Merkmale vollständig abgewetzt sind, so läßt sich keine sichere Bestimmung machen.

Congeria subglobosa hemiptycha Brus.

1902. *Congeria subglobosa hemiptycha* Brusina, Iconographia. Taf. XX, Fig. 1—3.

Zu dieser von Brusina nur abgebildeten Varietät möchte ich vier Schalen stellen, welche ebenfalls in den sandigen Zwischenlagen des Tegels der Ziegelei gefunden wurden. Nach meiner Meinung unterscheidet sich die Varietät vom Typus durch den ziemlich stark hervortretenden Kiel und die schwächere Einrollung der Wirbel sowie durch stärker gerunzelte Anwachsstreifen zwischen Kiel und Schloßrand; in der äußeren Form zeigt sie große Ähnlichkeit mit Fig. 2 bei Hörnes. Zwei Klappen sind an der Vorderseite stark eingebuchtet, es scheint dort eine klaffende Öffnung gewesen zu sein, dortselbst sind auch die Anwachsstreifen stark entwickelt; die dritte Klappe dagegen ist an der Vorderseite vom Typus kaum zu unterscheiden, der Kiel aber ist stark entwickelt, stumpf, er erhebt sich über die Schale und ist in der hinteren Hälfte durch eine Furche geteilt, leitet also zum Typus über; die vierte Klappe ist ein Jugendexemplar mit sehr scharfem Kiel, alle Ränder sind jedoch abgebrochen. Der rückwärtige Schloßrand ist leider bei sämtlichen Stücken abgebrochen, so daß sie mit der Abbildung Brusinas nicht ganz in Übereinstimmung gebracht werden konnten. Ob Brusina bloß das abgebildete oder aber mehrere Exemplare dieser Varietät in Markuševec gefunden, ob auch anderswo, ist mir leider nicht bekannt, jedenfalls ist das Vorkommen dieser Varietät in Leobersdorf und Markuševec interessant.

Ordnung: Homomyaria.

Familie: Unionidae.

Genus: Unio Phill.

Handmann fand im Süßwasserkalk eine Schale, welche entweder in diese Gattung oder zu *Anodonta* gestellt werden muß, jedenfalls für eine sichere Bestimmung zu schlecht erhalten ist. In der Ziegelei und Schottergrube habe ich von *Unio* keine Reste gefunden, außer ein kleines perlmutterglänzendes Schalenbruchstück in der obersten mergeligen Schicht der Ziegelei.

Familie: Cardiidae.

Genus: Limnocardium Stol.

In allen Schichten der Ziegelei, mit Ausnahme der obersten mergeligen, kommen Reste von Limnocardien vor. Dieselben sind meist schlecht erhalten, ebenso wie die aus der Schottergrube und

aus dem Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen“, daher waren nur wenige Arten zu bestimmen. Außerdem lag mir Andrusovs Monographie der Brackwasser-Cardiden noch nicht vollständig vor, weshalb ich es unterließ, einige kleine Formen als neue Arten zu beschreiben, die vielleicht nur Jugendformen sind; desgleichen verwende ich den Sammelnamen *Limnocardium*, welchem Genus von unseren Formen nach Andrusov nur *L. Schedelianum Partsch* zuzurechnen wäre.

Limnocardium Schedelianum Partsch em. Fuchs.

1837. *Cardium Schedelianum Partsch.* — Hauer, Über das Vorkommen fossiler Thierreste im tertiären Becken von Wien. (Neues Jahrb. f. Min., Geogn., Geol. und Petrefaktenkunde. Bd. 5, pag. 423.) (nomen.)

1848. — — — Bronn, Index palaeontologicus, pag. 236. (nomen).

1862. — *apertum* M. Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. II. (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Bd. IV, pag. 201, Taf. XXIX, Fig. 6 exkl. 5.) (non Münst. et non Chemn.)

1870. — — *Münst. var. b* = *C. Schedelianum Partsch.* — Fuchs, Fauna von Radmanest. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX. Pag. 355.)

1884. *Adacna Schedeliana Partsch.* — Brusina, Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. (Beitr. z. Paläont. Österr.-Ungarns. III, pag. 151, Taf. XXVIII, Fig. 43.)

1903. *Limnocardium Schedelianum Partsch.* — Andrusov, Brackwassercardiden. (Mém. de l'Acad. imp. de sc. de St. Pétersbourg, Sér. VIII, Vol. XIII, Nr. 3, pag. 39, Taf. III, Fig. 19—21.)

Diese Art kommt hier in den sandigen Zwischenlagen des Tegels häufig vor, eine Schicht ist ganz davon erfüllt; infolge des starken Pyritgehaltes dieser Schicht sind die Konchylien schlechter erhalten, so daß ich bloß eine vollständige Klappe gewinnen konnte.

Im übrigen hat Partsch seine Art erst 1837 veröffentlicht, während bei Bronn infolge eines Druckfehlers 1831 steht, was sowohl Brusina als Andrusov fälschlich übernommen haben, Bronn hat auch die Art nicht, wie Brusina meint, anerkannt, sondern durch ein vorgesetztes Zeichen verworfen. Die erste Beschreibung hat Fuchs in der Fauna von Radmanest gegeben.

Diese Art kommt in der ersten pontischen Stufe Andrusovs bei Brunn am Gebirge, Hennersdorf, Radmanest und Tihany sowie in Okrugljak bei Agram vor.

Limnocardium desertum Stol.

1862. *Cardium desertum* Stoliczka, Beitr. z. Kenntnis d. Molluskenfauna der Cerithien- und Inzersdorfer Schichten des ungar. Tertiärbeckens. (Verh. d. zool.-bot. Gesellsch. XII, pag. 538, Taf. XVII, Fig. 10.)

1887. *Cardium cf. conjungens Partsch.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 7.

1892. *Limnocardium desertum Stol.* — Brusina, Fauna di Markuševec (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 187.)

1902. — — — Brusina, Iconographia. Taf. XXVIII, Fig. 24 und 25.

Das einzige bestimmbare *Limnocardium* aus dem Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen“ ist von Handmann gefunden worden.

Das einzige Exemplar (eine rechte Klappe) stimmt mit den Abbildungen bei Stoliczka gut überein, zeigt aber die Andeutung einer kleinen Apertur. Stoliczka fand *L. desertum* bei Stegersbach nördlich von Fürstenfeld, Brusina bei Markuševec.

Limnocardium cf. Kosiči Brus.

Vgl. Brusina, Iconographia. Taf. XXVII, Fig. 30 - 33.

Prof. Rzehak übersandte mir unter dieser Bezeichnung ein fragmentäres Schälchen. Ich habe seiner Bestimmung nichts weiteres beizufügen. Dasselbe stammt aus dem Sande der Schottergrube. Brusina stellt die Art zu *Phyllicardium,* in welche Gattung sie wohl kaum gehört.

Limnocardium cf. Štoosi Brus.

Vgl. Brusina, Iconographia. Taf. XXVII, Fig. 14—17.

Aus dem Sande, der mit dem Tegel der Ziegelei wechsellagert, fand ich einige wenige Exemplare, die der Abbildung bei Brusina sehr ähnlich sind. Falls beide letzteren Arten identisch sind mit denen aus Markuševec, wären die beiden Orten gemeinsamen Arten um zwei zu vermehren.

Familie: Cyrenidae.

Genus: Pisidium Pfeiffer.

Pisidium Bellardii Brus.

1884. *Pisidium Bellardii* Brusina, Die *Neritodonta* Dalmatiens und Slavoniens. Pag. 48 (nomen).
1897. — — — Brusina, Materiaux etc. Pag. 36 (nomen), Taf. XXI, Fig. 43—45.

Ein Exemplar von *Pisidium* fand ich in der sandigen Zwischenlage mit *Cardium Schedelianum Ptsch.* im Tegel der Ziegelei, welches mit der Abbildung von Brusina gut übereinstimmt, sowohl was die äußere Form als auch die schwach entwickelten Schloßzähne betrifft. Sandberger hält ein *Pisidium,* das Handmann im Süßwasserkalk fand, für „wahrscheinlich identisch mit *P. Bellardii Brus.*"; ich habe dieses Exemplar nicht vorgefunden.

Klasse: Gastropoda.

Ordnung: Prosobranchia.

Unterordnung: Aspidobranchina.

Familie: Neritidae.

Genus: Neritina Lam.

Diese charakteristische Süßwassergattung, welche in den pontischen Ablagerungen weitverbreitet ist, aber schon im älteren Neogen des Wiener Beckens, besonders bei Vöslau und St. Veit a. d. Triesting

häufig vorkommt, ist in den Leobersdorfer Ablagerungen durch zwei Arten vertreten. Handmann führt zwar eine Reihe Arten an, dieselben sind aber nur Farbenspielarten, teils auch Jugendexemplare. Nur *Neritina Mariae Handm.* ist eine selbständige Art.

Neritina Mariae Handmann.

Taf. II, Fig. 1.

1887. *Neritina Mariae* Handmann, Leobersdorf. Pag. 9.
1904. — — — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 54 und 58.

Die Schale ist quereiförmig mit kurzem Gewinde und besteht aus zweieinhalb sehr rasch an Breite zunehmenden gewölbten Windungen, von denen die letzte etwas eingesenkt ist; dieselbe bildet den größten Teil des Gehäuses. Die Epidermis ist weiß, mit feinen schwarzen Punkten besät, die bei genauer Betrachtung in vom Nahtrande schief nach vorne und unten verlaufende Linien angeordnet sind. Die Mündung ist halbelliptisch mit scharfem rechten Rand. Die Spindelplatte ist fast eben, etwas kleiner als die Mundöffnung, an der linken Seite von einem flachen Bogen, rechts beinahe gerade begrenzt. Höhe der Schale $3^1/_2$ *mm*, Breite 3 *mm*. Unterscheidet sich von gleich großen Jugendexemplaren der folgenden Art außer durch die Zeichnung, besonders durch die größere Ausdehnung nach der Quere. Im grünlichgrauen Sand fand ich einige wohlerhaltene Exemplare mit tadelloser Epidermis, Handmann eines in der Ablagerung beim „heilsamen Brunnen". Handmann führt die Art auch aus der Schottergrube an, wo ich sie nicht konstatieren konnte.

Neritina (Neritodonta) crescens Fuchs.

1870. *Neritina crescens* Fuchs, Fauna von Radmanest. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 352, Taf. XIV, Fig 71 und 72.)
1870. — — — Fuchs, Fauna von Tihany (ebenda, pag. 538).
1882. — *plantaris* Handmann, Fauna von Kottingbrunn (ebenda, XXXII, pag. 552).
1882. — *globulosa* Handmann, ebenda, pag. 552.
1882. — *Wiesbauri* Handmann, ebenda, pag. 553
1886. — *crescens Fuchs.* — Sandberger, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 331.
1887. — — — Handmann, Leobersdorf, pag. 7 und 8.
1887. — *cf. Grateloupana Fér.* (*crenulata Klein*) — Handmann, ebenda, pag. 7 und 8.
1887. — *Leobersdorfensis* Handmann, ebenda, pag. 7 und 8, Taf. VI, Fig. 14 und 15.
1887. — *Brenneri* Handmann, ebenda, pag. 7 und 8.
1887. — *filograna* Handmann, ebenda, pag. 7 und 9.
1902. *Neritodonta crescens Fuchs.* — Brusina, Iconographia, Taf. XV, Fig. 33—36.
1904. *Neritina Leobersdorfensis Handm.* — Handmann, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 50 und 53.
1904. — *filograna Handm.* — Handmann, ebenda, pag. 53.

Ist die herrschende Art unter den Neritinen in Leobersdorf und kommt an allen Fundplätzen vor. In den sandigen Zwischenlagen im Tegel wurden nur wenige, und zwar große ausgewachsene Exemplare, teilweise mit erhaltener Farbenzeichnung, gefunden. Im grüngrauen Sand ist sie sehr häufig; zwar sind die Schalen kreidig, doch mit gut in der Farbe erhaltener Epidermis, welche sich durch Kochen in

Wasserglas gut konservieren ließ; sie ist hier im grüngrauen Sande nicht nur in der konchylienreichen tiefsten Lage, sondern auch ab und zu in höheren Lagen anzutreffen, ebenso auch in der konchylienreicheren gelbbraunen Lage sowie auch in der darüber folgenden mergeligen Schicht; in dieser ist sie wieder häufiger, und zwar meistens gut mit der Farbe erhalten. Im Sande der Schottergrube ist sie auch zu finden, aber nicht gerade häufig. Beim „heilsamen Brunnen" fand Handmann über 300 Exemplare leider fast ausnahmslos ohne Epidermis und die Mündung meist mit Süßwasserkalk erfüllt. Dieselben haben häufig eine etwas kallös entwickelte Spindelplatte, wie auch ein Exemplar aus den sandigen Zwischenlagen im Tegel und eines aus dem gelben mergeligen Lehm der Ziegelei, was Brusina, dem Handmann ein Exemplar sandte, veranlaßte, es mit *N. Pilari Brus.*, welche Art in Markuševec vorkommt, zu vergleichen. *N. crescens Fuchs* hat nach Fuchs eine flache Spindelplatte und außerdem eine abgerundete, sehr verschwommene Kante, welche bei allen Exemplaren aus Leobersdorf sichtbar ist, ferner ist nach den Abbildungen bei Brusina die Spindelplatte auf der linken Seite halbkreisförmig abgegrenzt, während sie bei *N. Pilari Brus.* durch eine dem Innenrande parallele Gerade auf der linken Seite begrenzt wird. Die Leobersdorfer Formen zeigen alle eine links bogenförmig abgegrenzte, abgeflachte und häufig links kallös verdickte Spindelplatte, welch letzteres ich für eine Folge günstiger Ernährungsbedingungen halten möchte.

N. crescens Fuchs kommt in Radmanest und Tihany (Fuchs), Kottingbrunn (Handmann) und, wie mir scheint, auch in Tinnye vor; wenigstens das Exemplar, welches Lörenthey als *N. Pilari* abbildet, scheint mir eher eine *N. crescens* zu sein, da dasselbe eine links halbkreisförmig abgegrenzte Spindelplatte zeigt. Brusina hat eben leider nirgends eine exakte Artbeschreibung geliefert, daher bin ich auf seine Abbildungen angewiesen.

Unterordnung: Ctenobranchina.

Familie: Cyclostomidae.

Während im Mittelmiocän in den Ablagerungen der zweiten Mediterranstufe echte Cyclostomen vorkommen, von welcher Gattung jetzt *Cyclostoma elegans* in Mittel- und Südeuropa der einzige Vertreter ist, kommt in Leobersdorf nur ein Vertreter der atlantischen Gattung *Craspedopoma* vor, von der eine Art im Untermiocän von Tuchorschitz, eine im Mittelpliocän von Südfrankreich bekannt ist.

Genus: Craspedopoma Pfeiffer.

Craspedopoma Handmanni n. sp.

Tafel II, Fig. 2.

Die Schale ist hoch kreiselförmig mit vorstehendem oberen Ende und gewölbter Basis, welche von einem stichförmigen, durchgehenden Nabel durchbohrt wird, und besteht aus fünf glatten, durch tiefe Nähte getrennten, stielrunden Umgängen, deren letzter nicht ganz

$^{3}/_{8}$ der Gesamthöhe einnimmt. Der Mundsaum ist verengt, aber nicht abgelöst, die Mündung beinahe kreisrund. Höhe der Schale 6 *mm*, Breite 5 *mm*. Kommt nur im Süßwasserkalk und auch da nur sehr selten vor. Die nächstverwandte Art scheint das lebende *C. hespericum Morel.* von den Azoren zu sein; selbe ist etwas kleiner, die Umgänge sind weniger stielrund, leicht abgeplattet, im ganzen ist das Gehäuse etwas niedriger. Diese Verhältnisse konnte ich durch Vergleich mit Exemplaren feststellen, welche mir Herr Dr. Sturany aus dem hiesigen Hofmuseum zur Verfügung stellte.

Diese neue Form vertritt zusammen mit *Cyclostoma Jagići Brus.* aus Markuševec die Familie der Cyclostomiden in den pontischen Ablagerungen.

Familie: Valvatidae.

Genus: Valvata Müller.

Valvata gradata Fuchs.

1870. *Valvata gradata* Fuchs, Die Fauna von Tihany und Kúp. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 586, Taf. XXI, Fig. 13—16.)
1892. — — — Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 165.)
1902. — — — Brusina, Iconographia. Taf. XIII, Fig. 57—60.

Die von Sandberger zur Untergattung *Tropidina* gestellte zierliche Form ist eine der häufigeren der sandigen Lagen im Tegel der Ziegelei. Fuchs beschreibt die Art aus Tihany, Brusina (mit der sehr ähnlichen *cyclostrema Brus.*, welche nach meiner Ansicht jedoch höchstens eine Varietät davon ist) aus Markuševec, während Lörenthey die ähnliche, aber größere *V. subgradata Lör.* aus den Lokalitäten Kőbánya und Rákos bei Budapest beschreibt. Eine ähnliche Art (*V. baicalensis Gerstf.*) findet man lebend in großer Menge im Baikalsee.

Valvata bicincta Fuchs.

1870. *Valvata bicincta* Fuchs, Fauna von Tihany und Kúp. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 536, Taf. XXI, Fig. 7—9.)

Zugleich mit der vorigen Art beschrieb Fuchs von Tihany diese Art (nebst einigen anderen derselben Gattung), welche auch hier zusammen mit derselben, nur bedeutend seltener in den Sandlagen im Tegel der Ziegelei vorkommt. Ein weiterer Fundort ist mir nicht bekannt.

Sandberger (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393) erwähnt *Valvata adeorboides Fuchs* aus dem Süßwasserkalk. Unter Handmanns Originalen war sie aber nicht aufzufinden, nur eine „*Valvata* einstweilen unbestimmbar“ (Etikette nicht von Handmann geschrieben), welche ähnliche Form hat. Ich vermute, daß dieselbe Sandberger vorgelegen hat; nach meiner Ansicht ist die Zugehörigkeit dieses Stückes zum Genus *Valvata* überhaupt nicht sicher.

Familie: Hydrobiidae.

Genus: Hydrobia Hartm.

Hydrobia monotropida Brus.

1892. *Hydrobia monotropida* Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 152.)

1893. *Vivipara szegszárdinensis* Lőrenthey, Die oberen pontischen Sedimente bei Szegszárd, Nagy-Manyok und Árpád. (Mitteil. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. Bd. X, pag. 104, Taf. IV, Fig. 8 u. 9.)

1894. *Hydrobia szegszárdinensis Lőrenth.* — Lőrenthey, Neuere Daten zur Kenntnis der oberpontischen Fauna von Szegszárd. (Termész. füz. Bd. XVIII, pag. 316, Taf. VIII, Fig. 6—8.)

1902. — *? monotropida Brus.* — Brusina, Iconographia, Taf. IX, Fig. 66—69.

Diese Art vertritt in Leobersdorf allein die Gruppe ihrer Verwandten. Sie kommt in den sandigen Zwischenlagen des Tegels ziemlich häufig vor. Kommt in Markuševec und Szegszárd vor, an ersterem Ort in den mittleren, an letzterem in den oberen pontischen Schichten.

Genus: Caspia Dyb.

Diese interessante, von Dybowsky für Formen aus dem Kaspischen Meer aufgestellte Gattung ist hier in mehreren Arten vertreten. Leider sind die bisher beschriebenen Arten bei Brusina im Gegensatz zu den übrigen vorzüglichen Abbildungen in der Ikonographie fast unkenntlich abgebildet, so besonders *C. Vujići Brus.*, die nach der Originaldiagnose sowie Abbildung in „Frammenti di Malacologia terziaria serba“ Längs- und Querstreifen haben soll, in der Ikonographie aber vollständig glatt gezeichnet ist. Auch Lőrenthey bemerkt zu den Abbildungen derselben Art in seiner Arbeit über die Fauna von Budapest, daß dieselben „wenig gelungen“ seien. Er war jedoch so liebenswürdig, mir Originalstücke der Tinnyer Caspien zu übersenden, so daß ich mit denselben die Leobersdorfer Formen direkt vergleichen konnte, wofür ich ihm auch an dieser Stelle den wärmsten Dank ausspreche.

Caspia kommt in Leobersdorf in vier Arten vor, welche auf die höchsten Schichten der Ziegelei und den Sand in der Schottergrube sowie auf den Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen“ beschränkt sind.

Caspia Vujići Brus.

1879. *Paludina spiralis* Martonfi, Adatok a szilágy-somlyói neogen etc. (Orv. term. tud. értesitő. II, term. tud. szak I, pag. 195.) (non Frfld.)

1892. *Caspia Vujići Brus.* — Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 157.)

1893. — — *n. sp.* — Brusina, Frammenti di malac. terz. serba. (Ann. géol. de pén. Balk. IV, pag. 30, Taf. II, Fig. 4.)

1893. *Hydrobia spiralis Frfld.* (?) — Lőrenthey, Beitr. z. Kenntn. d. unterpontischen Bildungen d. Szilágyer Kom. u. Siebenbürgens. (Orv. term. tud. értesitő, XVIII, pag. 305, Taf. IV, Fig. 9 u. 10.)

1895. *Hydrobia* (*Caspia*) *Vujići Brus.* — Lörenthey, Einige Bemerkungen über Papyrotheca. (Földt. Közl. XXV, pag. 392.)
1902. — — — — Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Palaeontogr. XLVIII, pag. 226, Taf. XVIII, Fig. 7, 9 u. 10.)
1902. *Caspia Vujići Brus.* — Brusina, Iconographia, Taf. X, Fig. 57—63.

Diese Art kommt in der obersten mergeligen Schicht der Ziegelei nicht gerade häufig vor. Prof. Lörenthey war so freundlich, mir Exemplare von Tinnye zu senden, welche mit solchen aus Ripanj genau übereinstimmen, so daß es mir möglich war, dieselben sicher zu bestimmen, da sowohl die Abbildungen in den geologischen Annalen der Balkanhalbinsel als in der sonst so vortrefflichen Ikonographie vollständig ungenügend sind. In letzterem Werk ist die Schale ganz glatt gezeichnet, während sie mit feinen Spirallinien geziert ist. Diese Art ist charakteristisch für die unteren pontischen Schichten und kommt in Tinnye (sehr häufig), Budapest-Kőbánya, Szilágy-Somlyó, Markuševec und Ripanj vor.

Moitessieria latior Sandberger (Verh. d. k. k. geol. R.-A., 1886, pag. 331) ist entschieden eine *Caspia*, da *Moitessieria* eine viel dünnere Schale hat, wahrscheinlich gehört das einzige Exemplar, das Sandberger vorlag, zu *C. Vujići Brus.* so daß eigentlich dem Gesetze der Priorität nach *latior Sandbg. sp.* für *Vujići Brus.* gesetzt werden sollte. Es dürfte jedoch vorzuziehen sein, letzteren Namen beizubehalten, da Brusina zuerst eine Abbildung der Art gab und dieselbe mehrmals beschrieben hat, während Sandberger nur eine unzulängliche Diagnose gibt.

Caspia obtusa Brus.

1892. *Caspia obtusa* Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 156.)
1902. — — — Brusina, Iconographia, Taf. X, Fig. 72—76.
1902. — — — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 266.
1904. — — — Handmann, ib. 1904, pag. 48 u. 54.

Zusammen mit *C. Frauenfeldi* kommt *C. obtusa* in dem Sande der Schottergrube, wo Handmann sowie Rzehaks Gewährsmann, Herr F. C. Stohandl, sie sammelten, vor. Ich selbst fand sie aber nicht. Handmanns Exemplare wurden von Brusina selbst bestimmt, liegen mir aber nicht vor, während Rzehaks Exemplare mir vorliegen und ganz gut mit Beschreibung und Abbildung bei Brusina übereinstimmen. *C. obtusa* kommt nach Brusina zu Markuševec und Tihany, nach Rzehak, wie es scheint, auch in Südmähren vor.

Caspia Frauenfeldi (*Schwartz*) *Brus.*

1902. *Caspia Frauenfeldi* (*Schwartz*). — Brusina, Iconographia. Taf. X, Fig. 51—56.
1904. — — — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 54.

Diese Art kommt nach Brusina, welchem Handmann Konchylien zum Bestimmen schickte, in der Schottergrube nicht selten vor. Die Exemplare liegen mir nicht vor. Es war mir übrigens nicht möglich, eine Abhandlung des Herrn Schwartz von Mohrenstern zu finden, in welcher eine *Paludina Frauenfeldi Schwartz* beschrieben

wäre. Ich vermute nach dem Vorkommen der *C. Frauenfeldi* in Gaya, daß sie mit *Acme Frauenfeldi M. Hörnes* identisch ist, welche in Bisenz gefunden wurde, welche beide Orte nicht allzuweit voneinander entfernt sind. Ich vermute, daß Rzehak, dem nur Konchylien aus der Schottergrube vorlagen, diese Art nach Brusinas Abbildungen als *C. Vujići* bestimmte, da ich unter seinen Exemplaren keine echte *C. Vujići* finde und er ausdrücklich nur zwei Arten *Caspia* erwähnt, welche er mir auch beide schickte.

Caspia acicula Brus.

1892. *Caspia acicula* Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. VII, pag. 156.)
1902. — — — Brusina, Iconographia. Taf. XI, Fig. 6—10.

Drei Exemplare aus der obersten mergeligen Schicht stimmen mit der Abbildung gut überein, haben allerdings ein bis eineinhalb Umgänge weniger, weshalb ich sie für nicht ganz ausgewachsen halte. Brusina beschreibt diese Art von Markuševec.

Genus: Pyrgula Crist. et Jan.

Zu diesem Genus stelle ich mit Halaváts *Micromelania, Goniochilus* als Untergattungen. Sie charakterisieren die Mikrofauna der pontischen und levantinischen Ablagerungen.

Pyrgula angulata Fuchs.

1870. *Pyrgula angulata* Fuchs, Fauna von Radmanest. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 351, Taf. XIV, Fig. 32—34.)

Sehr selten im Sand, der mit dem Tegel wechsellagert. Ein Exemplar hat einen etwas schärferen Kiel, während die Spiralstreifen sehr schwer sichtbar sind. Ich glaube, daß *Pyrgula hungarica Lör.* aus Kurd (Földt. Közl. XXIV, pag. 86, Taf. II, Fig. 9, und Brusina, Iconogr., Taf. VIII, Fig. 1—5) dieselbe Art sein dürfte, jedenfalls steht sie außerordentlich nahe. Fuchs beschrieb *Pyrgula angulata* in einem Exemplar aus Radmanest.

Pyrgula (Micromelania) sulculata Brus.

1892. *Micromelania sulculata* Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 161.)
1902. — — — Brusina, Iconographia. Taf. VII, Fig. 52—55.
1904. — *sulcata Brus.* — Halaváts, Literaturverz. Pag. 98 (Druckfehler).

Im kohleführenden Sand in der Ziegelei ist eine Form sehr häufig, welche ich nach Text und Abbildung, welche beide etwas mangelhaft sind, als *Micromelania sulculata* bestimmt habe. Die Form steht auch der Gattung *Caspia* nahe. Brusina beschreibt die Art als häufig von Markuševec.

Pyrgula (Goniochilus) formosa n. sp.

Taf. II, Fig. 3.

1887. *Melania cf. Kochii Fuchs.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 41.

Eine zierliche Form von $3^1/_2$ *mm* Höhe und $1^1/_2$ *mm* Breite. Die Schale besteht aus $5^1/_2$ Umgängen, von denen die ersten beiden glatt und gewölbt, die folgenden mit einem Kiele geziert sind, der auf dem letzten Umgang schwächer wird und in dessen unterer Hälfte von einem schwächeren begleitet wird. Der Kiel ist außerdem durch Querrippchen geziert, die manchmal bis zur oberen oder unteren Naht reichen und auf dem letzten Umgang fast verschwinden; sonst ist die Schale mit Spirallinien förmlich gestreift. Die Mündung ist ganzrandig, der Mundsaum einfach rechts leicht vorgezogen. Es ist eine leichte Nabelritze vorhanden. Die nächstverwandte Art dürfte *Goniochilus Novakoviči Brus.* (Iconogr. Taf. VIII, Fig. 32—34) aus Begaljica (Serbien) sein, bei welcher Form jedoch der Kiel viel früher und gänzlich verschwindet, auch scheint die Spiralstreifung zu fehlen. *P. (Goniochilus) formosa* kommt ziemlich selten im dunkelgrauen Sand im Tegel vor, ein Exemplar fand Handmann im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen".

Pyrgula (Goniochilus) croatica Brus.

1902. *Goniochilus croaticus* Brusina, Iconographia, Taf. VIII, Fig. 35.

„Ein Exemplar aus demselben Sande wie vorige Art möchte ich zu dieser allerdings bloß in der Abbildung publizierten Art aus Markuševec stellen. Vorliegende Schale hat allerdings nur kaum sichtbare Querrippchen.

Genus: Bithynia Leach.

Bithynia Jurinaci Brus.

1869. *Bithynia tentaculata* Neumayr, Die dalmatinischen Süßwassermergel. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XIX, pag. 393, Taf. XII, Fig. 8) (non Linné).

1884. — *Jurinaci* Brusina, Die Neritodonta Dalmatiens und Slavoniens. Pag. 37.

1902. — — — Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläontogr. XLVIII, pag. 243, Taf. XIV, Fig. 5; Taf. XVI, Fig. 6.)

Diese Art kommt hier in den obersten mergeligen Schichten der Ziegelei sehr häufig vor, und zwar in der Form, wie sie Lörenthey auf Taf. XIV, Fig. 5, abbildet. Stimmt mit von Kittl in Miočić gesammelten Exemplaren vollständig überein. Sie erreicht nur die Größe der kleinsten Formen von Miočić. Deckel dieser Art finden sich in derselben Schicht häufig, ein Exemplar ist sogar noch mit gedeckelter Mündung gefunden worden.

Kommt im dalmatinischen Melanopsidenmergel und in den mit unseren gleichaltrigen Ablagerungen von Budapest vor, während sie auffallenderweise in denen zu Markuševec und Ripanj, die sonst unserer Ablagerung am nächsten verwandt und ungefähr gleichaltrig sind, nicht aufgefunden wurde. In Leobersdorf kommt sie jedoch nicht

in den älteren Schichten, sondern erst in der obersten Schicht vor, so daß man glauben könnte, sie wäre in Dalmatien entstanden, nach Ungarn und von da hierher eingewandert, während sie am Entstehungsort erloschen ist.

Bithynia proxima Fuchs.

1870. *Bithynia proxima* Fuchs, Fauna von Tihany und Kúp. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 534, Taf. XX, Fig. 34—36.)
1902. — — — Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläontogr. XLVIII, pag. 279, Taf. XX, Fig. 13—17.)

In der Sandschicht, welche durch den Reichtum an *Limnocardium Schedelianum Partsch* ausgezeichnet ist, fand ich einige Exemplare, welche mit von Fuchs in Tihany gefundenen völlig übereinstimmen, mit Ausnahme der bei unseren etwas deutlicheren Nabelritze. Kommt in Tihany, ferner bei Budapest in den gleichaltrigen Ablagerungen vor.

Genus: Nematurella Sandb.

Nematurella pupula Sandberger.

Taf. II, Fig. 4.

1885. *Nematurella pupula* Sandberger, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393 (nomen).
1887. — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 43 (nomen).

Die Schale ist eikegelförmig mit stumpflichem oberen Ende und feinem Nabelritz an der Basis. Das Gewinde besteht aus vier gewölbten, durch eingedrückte Nähte geschiedenen Umgängen, welche mit sehr feinen Anwachslinien bedeckt, sonst aber vollständig glatt sind. Der letzte Umgang erweitert sich etwas, die Mündung ist oval. ganzrandig, die Mundränder sind unten vorgezogen, etwas verdickt, Ähnlich der obermiocänen *N. flexilabris Sandb.* von Tramelan bei Delsberg (Silvanakalk), unterscheidet sich von derselben durch weniger Umgänge (4 gegen 5), Mangel jedweder Längsstreifen und dadurch, daß die obermiocäne Form etwas spitziger erscheint.

Von Handmann wurden im Süßwasserkalk zwei Exemplare gefunden, auf welche Sandberger die Art begründete. Ich fand im grüngrauen Sande der Ziegelei drei wohlerhaltene Exemplare, welche der Beschreibung zugrunde liegen. Andere Fundorte sind mir nicht bekannt.

Mit *Hydrobia pupula Brus.* hat unsere Form absolut nichts zu tun.

Genus: Fossarulus Neumayr.

Ein aus drei Umgängen bestehendes Jugendexemplar aus der konchylienreichen Schicht des grüngrauen Sandes gehört dieser Gattung an, eine auch nur annähernde Artbestimmung ist jedoch nicht möglich. Außerdem fand sich ein Exemplar in einem Stück Süßwasserkalk aus der Schottergrube beim Bahnhof gegenüber der Ziegelei, welches aber einer spitzeren Art anzugehören scheint.

Familie: Caecidae.

Genus: Orygoceras Brus.

Diese interessante Gattung ist hier durch drei Arten vertreten, von denen eine im Sande, der mit dem Tegel wechsellagert, und im grüngrauen Sande in der Ziegelei sowie im Sande der Schottergrube vorkommt, während die anderen nur in letzterem gefunden wurden. Alle sind jedoch sehr selten.

Orygoceras Fuchsi Kittl sp.

1886. *Creseis Fuchsi* Kittl, Miocäne Pteropoden von Österreich-Ungarn. (Ann. d. k. k. nat.-hist. Hofmus. I, pag. 50, Taf. II, Fig. 1—3.)

1892. *Orygoceras corniculum* Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 169.)

1902. — — — Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläontogr. XLVIII, pag. 194, Taf. XI, Fig. 21—23.)

1902. — — — Brusina, Iconographia, Taf. II, Fig. 34—37.

1902. — — — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 264.

1903. — *Fuchsi Kittl sp.* — Lörenthey, Einige Bemerkungen über *Orygoceras Fuchsi Kittl sp.* (Földt. Közl. XXXIII, pag. 518.)

Prof. Rzehak und ich fanden einige Bruchstücke in den Sanden der Schottergrube. Während diese mit Sicherheit zu dieser Art zu stellen sind, muß es dahingestellt bleiben, ob die fünf Stücke aus dem Sande des Tegels der Ziegelei und aus dem grüngrauen Sande derselben Lokalität dazuzurechnen sind; letztere können auch zu *O. filocinctum Brus.* gehören, sind aber schlecht erhalten. *O. Fuchsi* ist von Markuševec und Budapest aus gleichaltrigen Ablagerungen bekannt geworden.

Orygoceras aff. filocinctum Brus.

1902. *Orygoceras aff. filocinctum Brus.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 265.

Prof. Rzehak war so liebenswürdig, mir sein Exemplar zu übersenden; ich kann dasselbe auch nicht mit Sicherheit zu *O. filocinctum Brus.* stellen, da nicht viel mehr als der embryonale Teil der Schale erhalten ist. *O. filocinctum Brus.* ist in Markuševec und bei Budapest gefunden worden. Das vorliegende Exemplar stammt aus dem Sande der Schottergrube.

Orygoceras aff. scolecostomum Brus.

1902. *Orygoceras aff. scolecostomum Brus.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 265.

Prof. Rzehak fand im Sande der Schottergrube eine *O. scolecostomum Brus.*, welches Brusina von Markuševec abbildet, nahestehende Form. Ich habe das Exemplar Rzehaks weder gesehen, noch selbst eine ähnliche Form gefunden, führe daher dieselbe auf seine Angabe hin an.

Familie: Melaniidae.

Diese Familie wird in den pontischen Ablagerungen von Leobersdorf durch die Gattung *Melanopsis* (mit *Melanosteira* und *Hemisinus*), welche in mehreren Arten vorherrscht, sowie durch *Melanoptychia* und *Melanatria*, welche mehr zurücktreten, repräsentiert. Sie nimmt in ähnlicher Weise an der Zusammensetzung der Fauna teil, wie in den anderen Ablagerungen der pontischen und levantinischen Stufe.

Genus: Melanopsis Fér.

Wie unter den Lamellibranchiaten *Congeria*, so herrscht *Melanopsis* unter den Gastropoden der pontischen Stufe. Ihre Arten sind in der Jetztzeit als ungemein variabel bekannt (z. B. *M. Dufourii Fér.*), ebenso sind die fossilen durch dieselbe Eigenschaft ausgezeichnet. Gestützt auf vergleichende Studien an rezentem Material, das im k. k. Naturhistorischen Hofmuseum in Wien aufbewahrt wird und auf die Monographien von Roßmäßler und Brot, habe ich bei den nun folgenden einzelnen Artbeschreibungen auf die große Variabilität Rücksicht genommen und einige Arten eingezogen und mit den alten Stammarten wieder vereinigt. Während zum Beispiel fast niemand daran dachte, den Formenkreis der *M. Martiniana Fér.* in einzelne Arten aufzulösen — abgesehen natürlich von der konstant gleich entwickelten *M. Vindobonensis Fuchs* — so geschah das besonders mit dem Formenkreis der *M. Bouéi Fér.*, welche in eine Unzahl von Arten geteilt wurde, und anderen Arten. Geradesowenig, als ich die vielen Arten annehmen kann, kann ich auch die meisten Subgenera annehmen, die hauptsächlich auf die Skulptur basiert sind; schon Brot hat die Einteilung der Gebr. Adams in *Melanopsis*, *Lyrcea* und *Canthidomus* als künstlich verworfen; dasselbe gilt von der Handmanns in *Homalia*, *Lyrcea*, *Canthidomus*, *Hyphantria* in erhöhtem Maße; wohlbegründet erscheint dagegen *Melanosteira Brus.*, weniger aber *Pauluccia Brus.*, welches Subgenus für die vorliegende Arbeit nicht in Betracht kommt. Die Gattung *Hemisinus Swains.* habe ich, da sich die Schalen wenig von *Melanopsis* unterscheiden, wie die meisten Autoren, die über pontische und levantinische Konchylien gearbeitet haben, bei *Melanopsis* belassen. Professor Dr. Theodor Fuchs, ein hervorragender Kenner der pontischen Schichten, hat meine Ansichten gebilligt.

Die Verbreitung der Gattung *Melanopsis* in der Jetztwelt ist insofern auffallend, als dieselbe im Mediterrangebiet einerseits, anderseits aber in Neuseeland und Neukaledonien vorkommt. Die Formen von letzterem Verbreitungsgebiet zeichnen sich dadurch aus, daß sie eine ähnliche Farbenzeichnung haben wie z. B. *M. textilis Handm.* aus unseren pontischen Ablagerungen, die auch innerhalb der einzelnen Art nicht gleich ist. Die Gattung *Hemisinus* dagegen kommt lebend in Zentralamerika, auf den Antillen und im nördlichen Südamerika vor, einige Arten auf den Seychellen und in Osteuropa, welche letztere meist zu *Melanopsis* gerechnet werden.

Fossil treten beide Gattungen bereits in den Gosauschichten (mittlere Kreide) auf und dauern fast ununterbrochen bis zur Jetztzeit fort, sie scheinen aber ihre Blütezeit bereits überschritten zu haben.

Melanopsis Bouéi Fér.

1822. *Melanopsis Bouéi* Férussac, Monographie du genre Melanopsis. (Mém. d. l. soc. d'hist. nat. de Paris I, pag. 159 [30], Taf. VIII, Fig. 9 u. 10.)
1856. — — — Hörnes, Die fossilen Mollusken des Wiener Beckens I. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. III, pag. 598, Taf. XLIX, Fig. 12.)
1875. — — — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 688, Taf. XXXI, Fig. 11.
1887. — *Canthidomus Bouéi Fér.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 33, Taf. VII, Fig. 16—18; Taf. VIII, Fig. 1—12.
1887. — — *plicatulus* Handmann, Ibd. pag. 30, Taf. VII, Fig. 1—8.
1887. — — *nodifera* Handmann, Ibd. Taf. VII, Fig. 6 (exkl. 4 u. 5).
1887. — — *affinis* Handmann, Ibd. pag. 32, Taf. VII, Fig. 9—12.
1887. — — *turritus* Handmann, Ibd. pag. 32, Taf. VII, Fig. 13.
1887. — — *Kittli* Handmann, Ibd. pag. 32, Taf. VII, Fig. 14.
1887 — — *prionodonta* Handmann, Ibd. pag. 33, Taf. VIII, Fig. 15.
1887. — — *megacanthus* Handmann, Ibd. pag. 36, Taf. VIII, Fig. 13 u. 14 (exkl. Fig. 15).
1887. — — *contiguus* Handmann, Ibd. pag. 37, Taf. VIII, Fig. 16.
1887. — *Hyphantria gracilis* Handmann, Ibd. pag. 37, Taf. VIII, Fig. 17.
1893. *Melanopsis megacantha Handm.* — Brusina, Frammenti di malac. terz. Serba. (Ann. géol. Balk. IV, pag. 32.)
1897. *Lyrcaea megacantha Handm.* — Brusina, Materiaux etc. Pag. 13, Taf. VII, Fig. 12.
1897. — — *conspicua* Brusina, Ibd. pag. 13, Taf. VII, Fig. 3 u. 4.
1897. — *serbica* Brusina. Ibd. pag. 13, Taf. VII, Fig. 15 u. 16.
1902. *Melanopsis Bouéi Fér.* — Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläontogr. XLVIII, pag. 209 ff.)
1902. — *Sinzowi* Lörenthey, Ibd. pag. 213, Taf. XVII, Fig. 31 u. 32.
1902. — *affinis Handm.* — Ibd. pag. 214, Taf. XVII, Fig. 1—15.
1902. — *rarispina* Lörenthey, Ibd. pag. 215, Taf. XVII, Fig. 18—30, 33—36.
1902. — *Kačići.* Brusina, Iconographia. Taf. VI, Fig. 56 u. 57.
1902. — *Bouéi Fér.* — Ibd. Taf. VI, Fig. 58—63.

In den Sandlagen im Tegel der Ziegelei ist *M. Bouéi* nicht selten, und zwar findet man sowohl Exemplare mit zwei Knotenreihen als auch mit nur einer (der oberen, gleich der Abbildung bei Férussac, der sie als untere bezeichnet, da er die Schalen auf die Spitze stellt), dazwischen gibt es eine Reihe von Übergängen. Sehr häufig kommt sie in der konchylienreichen Schicht des grüngrauen Sandes vor und wird nach oben wieder viel seltener, besonders in der mergeligen Schicht. Im Sande erreicht sie außer der großen Häufigkeit auch eine große Variabilität, fast jede Schale ist in etwas von der anderen verschieden. Die Schale trägt ein bis zwei Knotenreihen, die Knoten sind häufig durch Querrippen verbunden oder ersetzt, so daß man leicht versucht wäre, mehrere neue Spezies aufzustellen. In der Schottergrube kommt sie auch vor, ist ebenso variabel, was Handmann veranlaßte, in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 52, noch einige Subvarietäten (!) und Arten (*M. calamistrata n. f.*, *semirugosa n. f.*) aufzustellen, welche der wissenschaftlichen Begründung ebenso entbehren wie einige früher von ihm aufgestellte Arten (Formen, wie er sie nennt), welche in der Synonymie dieser und einiger anderer Arten zu finden sind. Speziell was *M. affinis Handm.* (die auch Lörenthey annahm) betrifft, so steht sie dem Férussacschen Typus der *M. Bouéi* durch die Entwicklung nur der oberen Knotenreihe (für Férussac untere) näher als die von Handmann als Typus ange-

nommene Form mit zwei Knotenreihen. *Melanopsis Bouéi Fér.* ist in gleichaltrigen Schichten Österreich-Ungarns wie der südöstlichen Nachbarländer meist ziemlich häufig zu finden.

Melanopsis austriaca Handm.

Taf. II, Fig. 5.

1882. *Melanopsis austriaca.* Handmann, Fauna von Kottingbrunn. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXXII, pag. 560.)
1882. — *Haueri* Handmann, Ibd. pag. 558.
1882. — *scalaris* Handmann, Ibd. pag. 559.
1882. -- *Kottingbrunnensis* Handmann, Ibd. 559.
1882. — *fasciata* Handmann, Ibd. pag. 559.
1882. — *fusiformis* Handmann, Ibd. 560.
1882. *Melania stephanites* Handmann, Ibd. pag. 561.
1887. *Melanopsis Hyphantria austriaca Handm.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 38, Taf. VIII, Fig. 19—21.
1887. *Melania*[1]) *cf. gradata Fuchs.* — Ibd. pag. 41.
1892. *Melanopsis austriaca Handm.* — Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 188.)
1902. — — — Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläont. XLVIII, pag. 217, Taf. XVIII, Fig. 1.
1902. — — — Brusina, Iconographia. Taf. VI, Fig. 69—74.
1902. *Melanosteira Bogdanovi Brus.* — Ibd. Taf. VII, Fig. 22 (exkl. 23 u. 24).
1904. *Melanopsis austriaca Handm.* — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 49, 53 u. 58.

Handmann hat die Art in Kottingbrunn entdeckt und benannt, jedoch einen Teil der schlechter erhaltenen mit einer Menge neuer Namen belegt. Brusina fand die Art in Markuševec und Ripanj, Lörenthey bei Budapest.

Ich gebe die Beschreibung hier noch einmal wieder. Die Schale besteht aus sieben bis acht Windungen, deren oberste scharf gekielt sind; auf der vierten Windung löst sich dieser Kiel in stumpfe Knoten auf, welche dann zu Rippen werden, welche auf der Schlußwindung wieder schwächer werden und am unteren Ende mehr oder weniger spitze kleine Knoten tragen, welche auf den Rippen querstehen und dadurch wieder einen Kiel erzeugen, der die Schlußwindung in der Mitte durchsetzt, unterhalb dessen die Schale nur die Anwachsstreifen erkennen läßt, während oberhalb erhabene Spiralstreifen über die Rippen laufen. Die Mündung ist oval bis rhombisch, der rechte Mundrand scharf, der linke ist als schwach entwickelte Schwiele an den letzten Umgang angelegt, unten ist ein schmaler Ausguß. Handmann errichtete für diese Art sowie *M. gracilis Handm.* und *M. striata Handm.* das Subgenus *Hyphantria. M. gracilis Handm.* ist von *M. Bouéi Fér.* nicht zu trennen, *M. striata* ist ein unbestimmbares Jugendexemplar. Beim „heilsamen Brunnen" ist die *M. austriaca* nicht gerade häufig, meist in ausgewitterten Exemplaren, dortselbst sammelte

[1]) Fuchs beschrieb *Melanopsis gradata* von Tihany, welche auf keinen Fall zu *Melania* zu stellen ist. Das mit ihr verglichene Stück stimmt mit der Abbildung Fig. 22 auf Taf. VII in Brusinas Iconographie völlig überein, ist aber wie dieses ein Jugendexemplar von *M. austriaca.*

ich auch Exemplare, welche eine Übergangsreihe zu *M. Bouéi* darstellen könnten. Handmann sammelte ein defektes Exemplar in der Sandgrube. In der Ziegelei wurde sie dagegen gar nicht gefunden.

Melanopsis textilis Handm.

1873. *Melanopsis avellana* Fuchs, Neue Conchylienarten aus den Congerienschichten. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIII, pag. 20, Taf. IV, Fig. 16 u. 17.) (non Sandbg.)
1892. — — — Handmann, Fauna von Kottingbrunn. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXXII, pag. 555.)
1887. — *Homalia textilis* Handmann, Leobersdorf. Pag. 15, Taf. I, Fig. 12—14.
1887. — — *inermis* Handmann, Ibd. pag. 14, Taf. I, Fig. 10 u. 11.
1887. — — *textilis pyrula* Handmann, Ibd. pag. 16, Taf. I, Fig. 15.
1887. — — *avellana Fuchs.* — Ibd. pag. 16, Taf. II, Fig. 1—3 (non Sandbg.).
1887. — *Canthidomus scriptus* Handmann, Ibd. pag. 31, Taf. VII, Fig. 7 u. 8. (non Fuchs.)
1892. — *textilis Handm.* — Brusina, Fauna di Markuševec. (Glasn. hrv. nar. dr. II, pag. 132.)
1902. — — — Lörenthey, Fauna von Budapest. (Paläontogr. XLVIII, pag. 207 u. 208, Taf. XII, Fig. 18—21.)
1902. — *avellana Fuchs.* — Ibd. pag. 206, Taf. XII, Fig. 15—17.
1902. — *textilis Handm.* — Brusina, Iconogr. Taf. V, Fig. 55 u. 56.

Da Sandberger bereits 1871 den Namen *M. avellana* für eine Form aus der Kreide von Auzas (Haute Garonne) gebraucht hat (Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt, pag. 110, Taf. V, Fig 15), so sehe ich mich genötigt, den von Fuchs gegebenen Namen vorliegender Art durch den Handmannschen, der zwar nur für einen Teil gelten sollte, zu ersetzen, da ihn Brusina und Lörenthey angenommen haben (auch nur für einen Teil der Art) und ich fürchte, durch einen neuen Namen die Sachlage nur noch mehr zu verwirren.

Handmann hat unter dem Namen *M. avellana Fuchs* nur drei schlecht erhaltene Jugendexemplare abgebildet; *M. textilis* weicht nur wenig vom Typus der *avellana Fuchs* ab, *M. inermis* ist eine zylindrisch gestreckte Mutation, *M. scripta Handm. non Fuchs* unterscheidet sich nur durch Knotenansätze von *M. textilis*, während *M. scripta Fuchs* eine der *M. Bouéi Fér.* nahestehende Art ist, die allerdings durch eine sehr ähnliche Farbenzeichnung wie die *M. textilis* gekennzeichnet ist. Schon Handmanns Originale lassen mich kaum im Zweifel, daß hier mehrere Arten zusammengehören; besonders aber Lörentheys Abbildungen zeigen, wie unberechtigt es war, *M. textilis* von *avellana* zu trennen.

Da nun diese Art ebenso variabel ist wie *M. Martiniana*, *Bouéi*, *pygmaea* und andere, besonders rezente *Melanopsis*-Arten, so sehe ich mich genötigt, die entsprechend abgeänderte Artdiagnose an dieser Stelle anzuführen:

Gehäuse gestreckt zylindrisch bis beinahe vollkommen kugelförmig, die Breite daher entsprechend gleich der halben bis ganzen Höhe der Schale. Gewinde kurz kegelförmig, der letzte Umgang flach bis stark gewölbt, häufig mit einer leichten Einsenkung, manchmal mit Andeutung von ein oder zwei Kielen, bei Leobersdorfer Stücken ist er auch öfters herabgesenkt. Die Basis ist zugerundet. Mundöffnung länglich bis rundlich oval, mit ausgußartigem Kanal, oben

ebenfalls in eine schmale Rinne ausgezogen. Äußerer Mundsaum scharf schneidend, der innere kallös verdickt, oben polsterförmig angeschwollen. Die Farbenzeichnung besteht aus enge stehenden Zickzacklinien, die orange bis rote Färbung aufweisen und denen der *M. scripta Fuchs* ähnlich sind; Lörenthey bildet dagegen Formen ab, bei denen nur Farbenpunkte zu sehen sind, andere wieder mit entfernt stehenden unregelmäßigen Zickzacklinien, die den Anwachsstreifen zu entsprechen scheinen. Es kommen auch Exemplare vor, welche auf dem letzten Umgang in der Mitte stärker eingesenkt sind und Übergänge zu *M. varicosa Handm.* bilden. In Leobersdorf findet man *M. textilis Handm.* in großer Menge beim „heilsamen Brunnen"; Handmann sammelte sie auch in größerer Zahl in der Schottergrube, in der Ziegelei dagegen wurde sie nur in ganz geringer Zahl in der obersten mergeligen Schicht, desgleichen auch in den sandigen Zwischenlagen im Tegel, dagegen nicht im grüngrauen Sand gefunden. Fuchs beschrieb die Art von der Sulzlacke bei Margareten nächst Ödenburg und von Tinnye, Handmann von Kottingbrunn und Leobersdorf, Brusina von Markuševec, Lörenthey von Tinnye, und zwar als *M. avellana Fuchs* und *textilis Handm*

Melanopsis varicosa Handm.

1882. *Melanopsis varicosa* Handmann, Fauna von Kottingbrunn. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXXII, pag. 553.)

1887 — *Lyrcea varicosa Handm.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 18, Taf. II. Fig. 4—9.

1904. — *varicosa Handm.* — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 56.

Diese Art nimmt eine Mittelstellung ein zwischen *M. textilis Handm.* und *Bouéi Fér.* Die aus sechs bis sieben Umgängen bestehende Schale ist spitz eiförmig, die oberen Windungen sind gewölbt bis gekielt, der letzte trägt bald unter der Naht einen stumpfen Kiel, der manchmal Andeutungen von Knoten zeigt (*var. nodescens Handm.*), unterhalb desselben ist die Schale eingezogen, um sich in der unteren Hälfte wieder auszuwölben, wodurch auch die Basis abgerundet erscheint. Die Mündung ist elliptisch, der rechte Mundrand ist nicht sehr scharf, oben oft verdickt, der linke als Schwiele an die Mündungswand angelegt und oben polsterförmig verdickt. Der Ausguß ist kurz, die obere Rinne häufig sehr seicht, besonders wenn der obere Teil des rechten Mundrandes verstärkt ist, der dann mit der Schwiele der Innenlippe beinahe zusammengewachsen erscheint, welcher Fall vornehmlich bei Formen eintritt, bei denen sich der letzte Umgang zur Mündung stärker herabsenkt, was ziemlich häufig vorkommt. Von *M. textilis Handm.* unterscheidet sich vorliegende Art durch die schlankere Form, den wulstförmigen Kiel und die stärkere Einziehung unterhalb desselben, welche gerade die schlanken Formen der *M. textilis* nicht zeigen.

Von *M. Bouéi Fér.* unterscheidet sie sich fast nur durch den Mangel an eigentlichen Knoten sowie dadurch, daß der letzte Umgang vor der Mündung herabgesenkt ist und der obere Teil des rechten Mundrandes dabei verdickt ist, was meines Wissens bei

M. Bouéi nicht beobachtet wurde, während bei *M. pygmaea Partsch*, mit der die vorliegende Art auch Verwandtschaft zeigt, diese Eigentümlichkeit häufiger vorkommt. Bei Formen mit nicht herabgesenktem Mundrand und unverdicktem rechten Rand könnte man zweifeln, ob sie nicht besser als knotenlose Varietät zu *M. Bouéi* zu stellen wären. Ich habe es vorgezogen, sie vorläufig bei *M. varicosa* zu belassen.

Diese Art kommt beim „heilsamen Brunnen" häufig, im mergeligen Lehm der Ziegelei dagegen selten vor. An letzterem Ort fand ich Übergangsformen zu *M. Bouéi* und *M. textilis*. In Markuševec scheint *M. stricturata Brus.*, welche einen schärferen Kiel als die vorbeschriebene Art, wie auch am letzten Umgang einen zweiten Kiel in der unteren Hälfte trägt, auch noch höher gewunden ist, dafür aufzutreten, ebenso auch in Tinnye.

Melanopsis senatoria Handm.

1887. *Melanopsis Lyrcea senatoria* Handmann, Leobersdorf. Pag. 19. Taf. II, Fig. 10.
1902. — *rudis* Brusina, Iconographia. Taf. V, Fig. 51—54.
1904. — *senatoria Handm.* — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 49, 51, 56, 58.

Die Schale besteht aus sechs bis acht Windungen, welche bis zur vierten glatt und gerundet sind, während die übrigen einen Kiel tragen, unterhalb dessen die Schale senkrecht abfällt, wodurch das Gewinde stufenförmig aussieht. Der letzte Umgang ist in der unteren Hälfte etwas bauchig, wodurch oberhalb eine leichte Einsenkung entsteht. Die Mündung ist elliptisch, oben ausgezogen, unten mit kurzem Ausguß. Die Schalenbasis ist abgerundet. Der Außenrand der Mündung ist scharf, die Innenlippe verdickt, oben polsterförmig aufgetrieben. Farbenspuren sind nicht zu bemerken. Steht der *M. textilis Handm.* nahe, unterscheidet sich aber durch höheres Gewinde, das gleiche Höhe wie die Mündung hat, durch den Kiel, außerdem auch durch den Mangel an Zeichnung. Ich fand *M. senatoria* in der Ziegelei im grüngrauen Sand (wo andere Melanopsen meist deutliche Farbenzeichnung aufweisen), Handmann beim „heilsamen Brunnen"; an beiden Stellen ist sie selten, ebenso auch in der Schottergrube, gleichfalls von Handmann gefunden. *M. rudis, Brus.* welche in der Iconographie aus Jazvine in Kroatien abgebildet ist, scheint mir, wenigstens Fig. 51 u. 52, völlig mit *M. senatoria Handm.* übereinzustimmen.

Melanopsis pygmaea Partsch.

1848. *Melanopsis pygmaea Partsch.* — Cžjžek, Erläuterung z. geogn. Karte von Wien. Pag. 23.
1856. — — — Hörnes, Die foss. Moll. d. Tert.-Beck. von Wien I. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. III, pag. 599, Taf. XLIX, Fig. 13.)
1870. — — — Fuchs, Die Fauna von Tihany und Kúp. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 538, 545, Taf. XXII, Fig. 7—14.)
1870. — *Homalia pygmaea Partsch* Handmann, Leobersdorf. Pag. 12, Taf. I, Fig. 1—5.
1887. — — *Fuchsi* Handmann, Ibd. pag. 13, Taf. I, Fig. 6 (non Brusina, non *Handmanni Brus.*).

1887. *Melanopsis Homalia bucciniformis* Handmann, Ibd. pag. 18, Taf. I, Fig. 8 u. 9.
1887. — — *pygmaea (v. inflata) bucciniformis*. Ibd. pag. 13, Taf. I, Fig. 7.
1902. — *pygmaea obesa* Brusina, Iconographia, Taf. V, Fig. 39—41.
1902. — *eulinopsis* Brusina Ibd. Iconographia, Taf. V, Fig. 42—44.
1904. — *pygmaea Partsch* — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 49, 50, 56.

Zusammen mit *M. Bouéi Fér.*, *Martiniana Fér.* und *Vindobonensis Fuchs* kommt *M. pygmaea Partsch* nicht häufig im Sande, der mit dem Tegel der Ziegelei wechsellagert, vor, zeigt bereits hier größere oder kleinere Abweichungen vom Typus. In der konchylienreichen Schicht des grüngrauen Sandes ist sie nach *M. Bouéi* die häufigste Art und ähnlich reich an Formverschiedenheit. Namentlich findet man große Formen, wie auch *M. Bouéi* in der gleichen Schicht durch besonders große Exemplare auffällt, bei letzterer allerdings mehr als Ausnahme. Während in den unteren Schichten der Ziegelei *M. pygmaea* mehr zurücktritt, ist sie in der mergeligen obersten Schicht der Ziegelei geradezu herrschend. Die Formen dieser Schicht stehen der *M. (Hemisinus) Esperi Fér.* sehr nahe, auch die Zeichnung mancher Exemplare ist ähnlich (braungelbe Flecken auf weißem Grund, sind aber auf verschiedenen Exemplaren in verschiedener Anordnung zu sehen). In der Schottergrube sammelte Handmann dieselbe Art, ebenso beim „heilsamen Brunnen", an beiden Orten ist die Variabilität ähnlich groß wie bei den Stücken aus dem grüngrauen Sande.

Einige Schwierigkeit dürfte es manchmal machen, die Grenzformen von dieser Art und *M. Bouéi* zu der einen oder anderen Art zu stellen. Ich habe schon Formen gesehen ohne Knoten, welche ich lieber zu *M. Bouéi*, deren Typus Knoten trägt, als zu *M. pygmaea*, die bekanntlich glatt ist, stellen möchte, ebenso habe ich in der mergeligen Schicht einige Exemplare der *M. pygmaea*, welche auf den Anfangswindungen Rippchen tragen, gefunden, ohne daß es mir möglich wäre, dieselben von den glatten Formen auch nur als Varietäten abzutrennen.

Melanopsis Martiniana Fér.

1822. *Melanopsis Martiniana* Férussac, A., Monographie du genre Melanopside, Melanopsis. (Mém. soc. hist. natur. Tom. I, pag. 155, Taf. VIII, Fig. 11—18.)
1856. — — — Hörnes, M., Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien I. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. Bd. III, pag. 594 [pro parte], Taf. XLIX Fig. 1—6, 8, 9 [exkl. 7].)
1870. — — — Fuchs, Th., Die Fauna der Congerienschichten von Radmanest im Banat. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XX, pag. 353.)
1870. — — — Fuchs, Th., Die Fauna der Congerienschichten von Tihany am Plattensee und Kúp bei Pápa in Ungarn. (Ibd. pag. 545, Taf. XXII, Fig. 5 u. 6.)
1872. — — — Fuchs. Th., Über den sogen. „chaotischen Polymorphismus" und einige fossile *Melanopsis*-Arten. (Verh. d. k. k. zool.-bot. Ges. Bd. XXII, pag. 5, Taf. I, Fig. 2—12)
1874. — — — Brusina, S., Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien, Kroatien und Slavonien. Pag. 48.
1875. — — — Sandberger, F., Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 686 (pro parte), Taf. XXXI, Fig. 9 (exkl. Fig. 10).

1877. *Melanopsis Martiniana* Fuchs, Th., (in: Karrer, F., Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellenwasserleitung. [Abh. d. k. k. geol. R.-A. Bd. IX, pag. 368 Taf. XVI, Fig. 4]).

1887. — *Martinia Martiniana Fér.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 23, Taf. III, Fig. 11—16; Taf. IV, Fig. 1—9; Taf. V, Fig. 1—7; Taf. VI, Fig. 13.

Die so sehr variable Art kommt in Leobersdorf an allen Fundstellen vor, außer in der obersten Schicht (dem gelben Mergel) in der Ziegelei Polsterer. Ich erinnere mich auch, ganz defekte Reste in der nördlichen Ziegelei gesehen zu haben. Die größten Exemplare fand ich im grüngrauen Sande sowie im darüberliegenden gröberen gelblichen Sand in der Ziegelei, ferner in den Sanden der Schottergrube (Länge etwa 55 *mm*). M. Hörnes führt unsere Art auch als „auf den Ackerfeldern zwischen Solenau und Hölles" gefunden an, was ungefähr dem Fundort beim „heilsamen Brunnen" entspricht.

Handmann hat diese Art in eine große Zahl von Varietäten zerlegt, die aber ineinander übergehen, daher ich mich seinem Vorgehen nicht anschließen kann. Ferner hat Handmann verschiedene Jugendstadien als „Formen" (aber mit Artnomenklatur) beschrieben, wovon ich nur auf die in der „fossilen Conchylienfauna von Leobersdorf" angeführten kurz eingehen will. Folgende gehören zu *M. Martiniana Fér.*:

M. Martinia capulus (zum Teil)
„ „ *spiralis*
„ „ *cf. impressa Krauss*
„ „ *Leobersdorfensis.*

Letztere hat übrigens Lörenthey akzeptiert (Fauna von Budapest); dieselbe könnte auch zu *impressa Krauss* oder *Bonellii Sism.* gehören, eine selbständige Art ist sie gewiß nicht.

Bemerken möchte ich noch, daß die von Handmann als *f. typica* bezeichneten Exemplare (Taf. III, Fig. 11—14) vom Férussacschen Typus durch einen viel stärkeren Wulst und niedrigeres Gewinde abweichen, dagegen *var. proclivis Handm.* (Taf. IV, Fig. 2) demselben am nächsten steht.

Melanopsis Vindobonensis Fuchs.

1856. *Melanopsis Martiniana Hörn.* (*non Fér.*). — Hörnes, M., Die fossilen Mollusken d. Tert.-Beckens von Wien. I. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. Bd. III, pag. 594 [pro parte], Taf. XLIX, Fig. 7 [exkl. Fig. 1—6, 8 u. 9].)

1870. *Melanopsis Vindobonensis* Fuchs, Th. u. Karrer, F., Neue Brunnengrabungen in Wien. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XX, pag. 189, Textfigur.)

1872. — — — Fuchs, Th., Über den sogen. „chaotischen Polymorphismus" und einige fossile *Melanopsis*-Arten. (Verh. d. zool.-bot. Ges. Bd. XXII, pag. 5, Taf. I, Fig. 1.)

1874. — — — Brusina, S., Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien, Kroatien und Slavonien. Pag. 48.

1877. — — — Fuchs, Th., in: Karrer, F., Geologie der Kaiser Franz Josefs-Hochquellenwasserleitung. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. Bd. IX, pag. 369, Taf. XVI, Fig. 5.)

1887. *Melanopsis Martinia Vindobonensis Fuchs.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 27, Taf. V, Fig. 8—13; Taf. VI, Fig. 1—12.

1902. — *Vindobonensis Fuchs.* — Lörenthey, E., Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläontogr. Bd. XLVIII, pag. 222, Taf. XV, Fig. 6.)

Diese sonst sehr konstante Art kommt hier in mehreren Formen oder Varietäten vor. Diese Variabilität glaube ich nur durch Bastardierung mit der vorhergehenden Art erklären zu können, besonders da beide Arten gewöhnlich nicht in derselben Schicht zusammen gefunden werden, wie zum Beispiel in Guntramsdorf, wo man in einer sandigen Schicht im Tegel Tausende von Exemplaren dieser Art, die eines dem anderen gleichen, sammeln kann, während man nicht eine einzige *M. Martiniana* in dieser Schicht findet. In den untersten Schichten habe ich überhaupt wenig größere Konchylien gefunden, aber auch hier schon beide Arten zusammen sowie Formen unserer Art, welche sich der vorherigen nähern. Im grüngrauen Sand fand ich viele Jugendexemplare, aber auch einige erwachsene Exemplare, die jedoch meist nicht dem Typus entsprechen. In den obersten Schichten der Ziegelei fand ich ein typisches und ein genau in der Mitte zwischen beiden Arten stehendes Exemplar. In der Sandgrube fand ich einige typische, wie auch Übergangsformen zur vorigen Art, welche hier jedoch bedeutend häufiger ist. Häufig, besonders von Handmann gesammelt, kommt *M. Vindobonensis* beim „heilsamen Brunnen" im Süßwasserkalk, als auch in dem darunterliegenden Sand vor; von diesem Fundort hat Handmann auch einige Varietäten beschrieben, die einer festen Grundlage entbehren; dieselben sind vielleicht teilweise besser zu *M. Martiniana* zu stellen (Taf. VI, Fig. 3—12), wodurch allerdings die Variabilität von *M. Vindoboniensis* stark beschränkt erscheinen würde. Ferner sind folgende Arten Handmanns als Jugendformen hierherzustellen:

M. Homalia pyrula Handm. — Handmann, Leobersdorf. Pag. 16, Taf. I, Fig. 16—24.

M. Martinia capulus Handm. — Ibd. pag. 20, Taf. II, Fig. 15—20 (partim).

M. Homalia avellana Handm. (*non Fuchs*) — Ibd. pag. 16 (partim) exkl. Fig.

Melanopsis (Melanosteira) Brusinai Lör.

1902. *Melanopsis Brusinai* Lörenthey, Fauna von Budapest. (Paläontogr. XLVIII, pag. 223, Taf. XVI, Fig. 7; Taf. XVIII, Fig. 3—6.)

1902. *Melanosteira aff. Bogdanovi Brus.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 266.

1904. — *Bogdanovi Brus.* — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 53 u. 57.

Diese Art kommt ziemlich selten in den sandigen Zwischenlagen im Tegel, in der mergeligen gelben obersten Schicht in der Ziegelei und in dem Sand der Schottergrube vor. Von Lörenthey aus der Umgebung von Budapest beschrieben.

Genus: Melanoptychia Neumayr.

Melanoptychia cf. rarinodosa Brus.

Vergl. Brusina, Fauna di Markuševec (Glasn. hrv. nar. dr. VII, pag. 145) und Brusina, Iconographia, Taf. VII, Fig. 31 u. 32.

Drei dieser Gattung angehörige Jugendexemplare, welche spindelförmig und glatt sind, möchte ich am ehesten zu dieser Art stellen. Sie fanden sich im grüngrauen Sand in der Ziegelei. Brusina hat diese Art von Markuševec beschrieben und in seiner Iconographie abgebildet.

Genus: Melanatria Bowdich.

Zu dieser Gattung stelle ich die früher von allen Autoren zu *Melania*, subg. *Melanoides* gestellten Arten *M. Escheri Brongt.* und *Verbasensis Neum.*, besonders aber *Melania* (*Tinnyea*) *Vásárhelyii Hantk.*, da sie die Gestalt der Mündung viel enger an *Melanatria* als an *Melanoides* anschließt.

Unsere Formen haben einen zusammenhängenden Mundrand, der zu einer starken Innenlippe verdickt und außen leicht verstärkt ist, insbesondere bei *M. Vásárhelyii Hantk.* Die Gestalt der Mündung ist beinahe kreisrund bis elliptisch, die längere Ellipsenachse bildet mit der Spindel einen Winkel von etwa 45°. Rechts oben ist ein kleiner Sinus, desgleichen am Ende der Spindel ein kleiner Ausguß; bei *Melanoides* ist die Mündung oval, teils an der Basis abgerundet ohne Ausguß (so bei *M. dactylus Lea*) oder mit starkem Ausguß; dieselbe läuft immer spitz gegen oben zu, die Längsachse derselben schließt mit der Spindel einen kleineren Winkel als 45° ein, die Innenlippe ist nicht auffallend verdickt; bei *Melanatria* ist die Mündung elliptisch, der Mundrand zusammenhängend, die Innenlippe stark verdickt, ein tiefer, enger Sinus ist im oberen Winkel, ein breiter an der Basis, außerdem ist meistens der rechte Mundrand breit zungenförmig hervortretend, wodurch oft eine dritte Bucht entsteht. Der Charakter des Mundes unserer Formen stimmt viel besser mit dem von *Melanatria* als von *Melanoides* überein, ganz und gar nicht mit dem von *Melania dactylus Lea.* Auffallend ist die übereinstimmende Lage der Innenlippe, die sowohl bei unseren Formen wie bei *Melanatria* mit der Spindelachse einen beinahe rechten Winkel einschließt, desgleichen die Ablösung vom vorletzten Umgang im oberen Winkel, woselbst sie auch am meisten verstärkt ist. Sie unterscheiden sich bloß dadurch, daß die Melanatrien einen mehr oder weniger zungenförmig vorgezogenen Außenrand (nach Brot kommen jedoch auch Formen mit nicht vorgezogenem Mundrand vor), der unten meist noch eine dritte Einbuchtung hat, zeigen, während unsere Formen einen bogenförmig vorgezogenen Mundrand haben. Ich glaube daher, unsere Formen mit viel größerem Recht an *Melanatria* (eventuell als Subgenus *Tinnyea Hantk.*) anschließen zu können als an *Melania* Subgenus *Melanoides*. Im übrigen möchte ich bemerken, daß bereits M. v. Hantken auf die Beziehungen der *Tinnyea Vásárhelyii Hantk.* zu *Melanatria Bowd.*

und *Pirena Lam.* (= *Faunus Montf.*) hinwies und sie auf keinen Fall zu *Melania* stellen wollte (Math.-naturw. Mitt., herausgeg. von der ungar. wiss. Akad. I. Bd., 1861, S. 346). Sandberger hatten bei der Kreierung der *var. dactylodes* der *M. Escheri Brong* nur Jugendexemplare aus Leobersdorf vorgelegen, die übrigens auch mit Jugendformen der *Melanatria fluminea Gmel.* bedeutend mehr Ähnlichkeit haben als mit denen von *Melanoides dactylus Lea.* Auf eine Bestätigung meiner Ansicht durch das so wichtige Kriterium des Deckels, der bei *Melanatria* aus sechs Windungen besteht, von denen die letzte den vierfachen Durchmesser der übrigen fünf unter sich gleich breiten hat, bei *Melanoides* aber aus drei allmählich wachsenden Windungen gebildet ist, darf ich leider nicht hoffen, da er bei beiden Gattungen hornig, daher fossil nicht erhaltungsfähig ist.

Die paläogenen Formen scheinen alle echte Melanien zu sein, möglicherweise ist aus ihnen der *Escheri*-Stamm hervorgegangen, der in der rezenten Gattung *Melanatria* sein vorläufiges Ende gefunden hat. (Vgl. A. Bittner, Über die Mündung der *Melania Escheri Brongt.* und verwandter Formen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 97.)

Melanatria Escheri Brongt. sp. var.

1822. *Melania Escheri* Brongniart, Description géologique des environs e Paris. Pag. 117.

1869 — — — Neumayr, Die Congerienschichten in Kroatien und Westslavonien. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XIX, pag. 370, Taf. XIII, Fig. 1.)

1873. — — — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt Pag. 572, 621, 689, Taf. XXVIII, Fig 14, 14*a*, 14*b*; Taf. XX, Fig. 19. (Daselbst siehe auch die ältere Literatur.)

1874. — — — Brusina, Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien etc. Pag. 27.

1882. — *Auingeri* Handmann, Die fossile Molluskenfauna von Kottingbrunn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. XXXII, pag. 562.

1885. — *Escheri Brongt. var. dactylodes* Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 393.

1887. — — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 39, Taf. VIII, Fig. 22 (exkl. 23).

1888. — — — Bittner, Verh. d. k. k geol. R.-A., pag. 97.

1902. — — *dactylodes Sandb.* — Brusina, Iconographia. Taf. V, Fig. 7—9.

Sandberger hat die Formen aus dem Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" mit *Melania dactylus Lea.* von den Philippinen verglichen; ich habe nicht ein Exemplar gefunden, welches Sandberger meinen konnte, viel eher lassen sich die Jugendexemplare mit denen von *Melanatria fluminea Gmel.* (Brot, Die Melaniaceen, Taf. XLIII, Fig. 2*b*, *c*) vergleichen. Nach meiner Ansicht wäre daher der Varietätname *dactylodes Sandb.* zu streichen.

Unsere Exemplare gehen vielmehr vom Typus sehr wenig ab, einzelne nähern sich mehr der *Melanatria fluminea Gmel.* in der Skulptur, besonders ein Exemplar aus dem Süßwasserkalk der Ziegelei.

Zahlreiche Jugendexemplare kommen in der konchylienreichen Schicht des grüngrauen Sandes vor, ebenso finden sie sich in der obersten gelblichbraun gefärbten Schicht desselben Sandes (schwach skulpiert); der gleichen Lage scheint auch der Süßwasserkalk anzugehören, in der darüber folgenden mergeligen Schicht kommen dem Typus nahestehende Exemplare vor. Im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" kommt *M. Escheri* häufig, meist in Jugendexemplaren, vor, hier, wie auch im grüngrauen Sand konnte ich das Vorkommen von „Kalkpuppen" konstatieren.

Im Unter- und Obermiocän ist unsere Art in verschiedenen Varietäten weit über Deutschland, Frankreich, Schweiz und Österreich verbreitet, in den pontischen Schichten ist sie bei Mödling (Exemplare von P. S. Richarz in St. Gabriel), bei Kottingbrunn, Lovča, Markuševec mehr oder weniger häufig aufgefunden worden. Die Formen aus Markuševec, die Brusina abbildet, entsprechen nicht denen von Leobersdorf, welche Sandberger *dactylodes* nannte, noch haben sie eine Ähnlichkeit mit den rezenten *M. dactylus Lea.*

Melanatria flumineiformis n. sp.

Taf. II, Fig. 13.

1887. *Melania Escheri var. dactylodes Sandbg.* — Handmann, Leobersdorf (partim. pag. 39, Taf. VIII, Fig. 23 exkl. 22).

Das mir vorliegende Exemplar besteht aus $3^1/_2$ Umgängen (möglicherweise war dasselbe dekolliert), welche ziemlich rasch an Breite zunehmen, im oberen Drittel einen starken Kiel mit kräftigen, bis zur Naht herablaufenden, aufwärtsgebogenen Dornen tragen; oberhalb ist die Schale ausgehöhlt und mit zwei bis vier etwas geknoteten Längslinien verziert, unterhalb laufen vier gleichstarke Längsrippen um das Gehäuse, auf der letzten Windung sieht man unterhalb noch elf schwächere, welche bis zum Mundrand verlaufen. Ober der Mündung ist noch eine starke Dornenquerrippe, die folgenden Knoten treten nur schwach angedeutet am Kiele auf ohne herabzulaufen, während die letzten zwei oder drei Knoten (hier ist die Schale beschädigt) wieder stärker werden — eine eigentümliche Erscheinung, die sowohl bei den rezenten Melanatrien wie bei den meisten Exemplaren von *M. Escheri Brong.* sowohl von Schwaben als auch aus den Congerienschichten bei *M. (Tinnyea) Vásárhelyii Hantk.*, wie es scheint, auch bei *M. verbasensis Neum.*, nicht aber bei *Melanoides* zu beobachten ist; auch bei *Melania Pilari* habe ich sie nicht beobachtet. Die Mündung ist erweitert, fast kreisrund mit einer schwachen Ausbuchtung im oberen Winkel und schwachem Ausguß. Die Innenlippe ist stark, blättrig, aber nicht so übermäßig entwickelt wie bei *M. Vásárhelyii Hantk*, der Außenrand ist lamellös verdickt, halbkreisförmig vorgezogen; ein Kanal ist nicht vorhanden. Im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" wurde das obige Exemplar von Handmann gefunden, ich glaube ein zweites Bruchstück von dort gehört auch dazu, ebenso wird wohl ein Teil der Jugendexemplare unserer Art angehören.

Ordnung: Pulmonata.

Unterordnung: Basommatophora.

Familie: Auriculidae.

Genus: Carychium Müll.

Carychium Sandbergeri Handm.

Taf. II, Fig. 6 u. 7.

1885. *Carychium sp.* — Sandberger, Verh d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.
1886. — *gracile* Sandberger, ibd. 1886, pag. 332 (non Morelet).
1887. — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 46.
1887. — *Sandbergeri* Handmann, Ibd.
1887. — *sp.?* — Ibd.
1902. — *sp.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 266.

Die Schale ist spindelförmig und besteht aus fünf glatten, leichtgewölbten Umgängen, welche sehr feine Anwachsstreifen tragen und durch tiefe Nähte getrennt sind. Die Mündung steht senkrecht zum letzten Umgang, der etwa die Hälfte der Gesamthöhe der Schale einnimmt, ist länglich eiförmig, mit umgeschlagenen, mehr oder weniger verdickten Rändern, von denen der äußere in der Mitte leicht eingebogen ist und ein kleines Zähnchen trägt, dem auch auf der Außenseite der Schale eine kurze Einsenkung entspricht, während die Spindel zwei Falten trägt, und zwar die obere im Winkel, den sie mit der Mündungswand einschließt, die Mündungswand dagegen einen etwas tiefer in der Mündung stehenden spitzen Höcker aufweist, der sich nicht nach innen fortsetzt und möglicherweise auch fehlen kann. Durch diesen Gaumenhöcker und die zwei Spindelfalten unterscheidet sich diese Art von allen lebenden und den meisten fossilen; vielleicht ist *C. tetrodon Paladilhe* von Celleneuve [1]), welches sich durch zwei Parietalfalten auszeichnet, mit ihr verwandt; leider war mir weder die betreffende Abhandlung noch ein Exemplar derselben zugänglich. Die Länge der Schale beträgt ca. 2, die Breite ca. $^3/_4$ *mm*. Im Sande, der mit dem Tegel in der Ziegelei wechsellagert, fand ich zwei Exemplare, im grüngrauen Sande der Ziegelei eines; im Sande der Sandgrube fand Rzehak ein Exemplar, welches ich der Beschreibung zugrunde legte und auch abbilden lasse, da es den Mündungscharakter am besten zeigt. Im Süßwasserkalk ist *C. Sandbergeri Handm.* häufig, gute Exemplare jedoch sehr selten, da die meisten beim Präparieren brechen. Sandberger beschrieb von da *C. gracile* (Morelet hat schon 1845 ein lebendes unter diesem Namen aus Portugal beschrieben), welches ihm nur zwei Falten zu haben schien. Handmann beschrieb noch *C. Sandbergeri* aus dem Süßwasserkalk, das sich von *C. gracile Sandbg.* absolut nicht unterscheiden läßt, daher ich diesen Namen auf die ganze Art übertrage. Im aufgelassenen Kohlenbergwerk bei Sollenau fand ich dieselbe Art im Sande und einem grünlichen Mergel. *C. vindobonense Handm.* (*Conovulus vindobonensis* (Handmann, Fauna von Kottingbrunn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXXII, pag. 563) ist eine davon verschiedene Art.

[1]) Revue de sciences naturelles. Tom. II, pag. 56, Pl. II, Fig. 28—30.

Familie: Limnaeidae.

Genus: Limnaeus Lam.

Limnaeus turritus Klein

1853. *Limnaeus turritus* Klein, Württ. Jahresh. IX, pag. 220, Taf. V, Fig. 17.
1874. — — — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 581, Taf. XXVIII, Fig. 26.

Die aus dem schwäbischen Silvanakalk und dem knochenführenden Kalk von Sansan bekannte Art fand ich in einem guten Exemplar (ohne Spitze) im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen".

Eine zweite Art fand ich in einem Exemplar in einem außerordentlich harten Süßwasserkalkstück in der Ziegelei. Sie scheint in die Gruppe des *L. fragilis L.* zu gehören, ist aber leider nicht weiter herauszupräparieren.

L. cf. Kenesensis Hal. (Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 55) habe ich nicht gesehen. Wurde im Sande der Schottergrube gefunden, gehört aber möglicherweise als Jugendexemplar zu *L. turritus Klein.*

Genus: Planorbis Guett.

Planorbis cornu Brongt. var. Mantelli Dunk.

1875. *Planorbis cornu v. Mantelli Dunk.* — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 577, Taf. XXVIII, Fig. 18. (Siehe daselbst die ältere Literatur.)
1885. — — — Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.
1887. — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 42.

Ist im Obermiocän und Unterpliocän weit über Europa verbreitet. In Leobersdorf findet man diese Art häufig im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen", im Süßwasserkalk in der Ziegelei, wie auch im Süßwasserkalk in der Schottergrube. Häufig ist sie nur an ersterer Stelle, da an letzteren beiden Stellen der Süßwasserkalk überhaupt sich selten findet. Ganz zerquetschte große Planorben aus ziemlich kohlereichen Sandlagen im Tegel werden höchstwahrscheinlich auch hierher zu rechnen sein.

Planorbis micromphalus Fuchs.

1870. *Planorbis micromphalus* Fuchs, Fauna von Radmanest. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, pag. 346, Taf. XIV, Fig. 24—27.)
1885. — — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt, pag. 700 (non *P. micromphalus Sandbg.*, pag. 777).
1885. — — — Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.
1887. — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 43.
1902. — — — Brusina, Iconographia, Taf. IV, Fig. 50—52.

Die im Sande, der mit dem Tegel wechsellagert, zweithäufigste *Planorbis*-Art stimmt mit der Beschreibung bei Fuchs und der Abbildung bei Brusina völlig überein. Beim „heilsamen Brunnen" sammelte Handmann im Süßwasserkalk einige wenige Planorben, die wahrscheinlich auch dieser Art angehören. Ähnliche Formen, die

ich aber nicht mit Sicherheit bestimmen kann, fand ich in der grüngrauen, konchylienreichen Sandschicht der Ziegelei, ferner im Sande der Schottergrube.

Fuchs beschreibt *P. micromphalus* aus Radmanest und Kúp bei Pápa; andere Fundorte sind unsicher, wie aus den Ausführungen Lörentheys bei Beschreibung des *P. Fuchsi* (Paläontogr. XLVIII, pag. 189) hervorgeht.

Planorbis rhytidophorus Brus.

1902. *Planorbis rhytidophorus* Brusina, Iconographia, Taf. IV, Fig. 15—17.

1902. — *cf. rhytidophorus Brus.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 266 (partim).

Brusina kreierte für eine Form aus Brunn bei Wien, die dem *P. tenuis Fuchs* von Tihany und anderen Orten am Plattensee sehr nahesteht, die neue Artbezeichnung *rhytidophorus*, ohne jedoch eine Artbeschreibung zu geben. Die neue Art unterscheidet sich von *P. tenuis* nach meiner Ansicht durch etwas höhere Windungen, die eine steilere Außenwand haben; der Kiel steht über die Unterseite hervor, so daß dieselbe vollständig tellerförmig erscheint; die Skulptur besteht aus feinen bis groben Anwachsrippchen, manchmal ist auf der Oberseite eine undeutliche Spirallinie zu erkennen, die eine leichte Einsenkung hervorruft. Ob diese Unterschiede zur Abtrennung von *P. tenuis Fuchs* genügend sind, will ich hier nicht entscheiden. Ich wäre eher dafür, sie bloß als Standortvarietät zu betrachten. In den sandigen Zwischenlagen im Tegel ist sie nach *Micromelania sulculata Brus.* die häufigste Art. Aus der Schottergrube ist von Rzehak ein Exemplar bekanntgemacht worden. Brusina bildet die Art von Brunn (am Gebirge) bei Wien ab, die nahe verwandte Art *P. tenuis Fuchs* ist am Plattensee an mehreren Orten gefunden worden; kommt wahrscheinlich auch in Mähren vor. Handmann will einige Exemplare von *P. varians Fuchs* (aus Radmanest beschrieben) im Sande der Schottergrube gefunden haben (siehe Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 54); da ich sie aber nicht gesehen habe, so enthalte ich mich eines Urteiles darüber.

Planorbis homalosomus Brus.

1902. *Planorbis homalosomus* Brusina, Iconographia, Taf. III, Fig. 34—36.

1902. — *cf. rhythidophorus Brus.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 266 (partim).

Ein Exemplar aus dem Sande der Schottergrube wurde von Rzehak mit *P. rhythidophorus Brus.* verglichen, stimmt jedoch viel besser mit Brusinas Abbildung des *P. homalosomus* aus Okrugljak bei Agram; leider ist auch diese Species nicht beschrieben. Rzehaks Exemplar hat einen fadenförmigen Kiel, der auf der Abbildung bei Brusina nicht zu sehen ist; sonst finde ich keinen Unterschied.

Planorbis chaenostomus Brus.

1902. *Planorbis chaenostomus* Brusina, Iconographia, Taf. III, Fig. 4—6.

Drei Exemplare aus der mergeligen Schicht der Ziegelei stimmen mit den Abbildungen bei Brusina gut überein. Der Fundort ist Kúp bei Pápa, eine Beschreibung liegt leider nicht vor. Eine hochmündige, oben ebene kleine Form ohne Skulptur.

Planorbis Albertinus Cless. aus Undorf bei Regensburg (obermiocäner Braunkohlenton) scheint mir die nächststehende Art zu sein, welche Clessin zum Subgenus *Dilatata* stellt.

Planorbis cf. Došeni Brus.

Vgl. Brusina, Iconographia, Taf. IV, Fig. 30—32.

Rzehak fand ein Exemplar im Sande der Schottergrube, welches er mit *Planorbis Došeni Brus.* verglich, mir scheint Rzehaks Exemplar noch etwas niedriger zu sein, vielleicht ist die Fig. 30 etwas zu hoch gezeichnet. Von der Oberseite betrachtet, sieht das Exemplar dem *P. homalosomus Brus.* von derselben Fundstelle auffallend ähnlich.

Unterordnung: Stylommatophora.

Familie: Testacellidae.

Genus: Oleacina Bolten.

Oleacina eburnea Klein.

1853. *Oleacina eburnea* Klein, Württembg. Jahresh. IX, pag. 213, Taf. V, Fig. 10.
1875. — — — Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 606, Taf. XXIX, Fig. 33.
1887. *Bulla sp.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 4.
1904. *Oleacina cf. eburnea Klein.* — Handmann, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 48

Diese bisher nur aus dem schwäbischen Silvanakalk bekannte Art fand ich in mehreren Exemplaren im Süßwasserkalk. Vielleicht kommt noch eine zweite etwas spitzere Art vor; nach einem mir vorliegenden Jugendexemplar kann ich es nicht sicher feststellen.

Familie: Helicidae.

Genus: Vitrina Drap.

Zwei zu dieser Gattung gehörige Exemplare fand ich im Süßwasserkalk; das größere scheint mit *Vitrina suevica Sandbg.* verwandt zu sein, das kleinere ist unbestimmbar, gehört jedoch wahrscheinlich zur selben Art.

Genus: Archaeozonites Sandb.

Archaeozonites laticostatus Sandbg.

Taf. II, Fig. 8.

1885. *Archaeozonites laticostatus* Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.

1887. — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 44.

Die aus fünf Umgängen bestehende Schale ist sehr niedrig kegelförmig mit flach gewölbter, weit (und wohl durchgehend) genabelter Basis. Die Umgänge sind sehr flach gewölbt, durch deutliche Nähte getrennt, der letzte zeigt einen gegen die Oberseite hin gelegenen sehr stumpfen Kiel und nimmt etwa $^{3}/_{5}$ der Gesamthöhe ein. Alle Umgänge tragen auf der Oberseite feine Rippchen, welche unter dem Kiel als bloß mit der Lupe sichtbare Anwachsstreifen sich bis zum Nabel fortsetzen, wo sie wieder an Stärke zunehmen. Mündung ist nicht erhalten. Höhe 8 *mm*, Breite 16 *mm*. Ein erwachsenes (?) Exemplar und einige Embryonalexemplare wurden im Süßwasserkalk gefunden.

Genus: Hyalina Alb.

Hyalina (Euhyalina) Villae Mort.

1884. *Hyalina Villae Mort. in litt.* — Clessin, Deutsche Exkursionsmolluskenfauna. (2. Aufl.) Pag. 84, Fig. 35.

1887. — — — Clessin, Die Molluskenfauna Österreich-Ungarns und der Schweiz. Pag. 69.

1887. *Hyalina cf. orbicularis Klein.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 44.

Ein von Handmann gefundenes Exemplar von etwa 1 *cm* Durchmesser läßt sich nach Vergleich mit der rezenten *H. Villae Mort.* nicht von dieser Art trennen. Der größte Teil Jugendexemplare dürfte wohl zu derselben Art gehören, einige mögen auch anderen Arten angehören. *H. Villae Mort.* kommt lebend im südlichen Mitteleuropa vor, fossil ist sie mir außer im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" nicht bekannt geworden. Embryonalwindungen sind häufig, größere Stücke sehr selten.

Genus: Strobilus Morse [1]).

Die heute in Amerika noch lebende Gattung ist hier durch eine Art vertreten. Dieselbe ist eine der letzten in Europa, nur bei Celleneuve und Hauterive findet man noch im Mittelpliocän einen Vertreter dieser Gattung.

---

[1]) Pilsbry änderte 1892 den Namen in *Strobilops* (A classified Catalogue of american Land Shells with Localities in „The Nautilus" XI, Philadelphia 1897—1898) als Homonym der *Strobilus*-Larve der Medusen und stellte das Genus zu den *Pupidae*.

Der Name *Strobilops* widerspricht aber dem Nomenklaturgesetz, da er aus einem lateinischen (*Strobilus* von strobus = Zapfen) und einem griechischen Wort gebildet ist (ὤψ = Gesicht, als Suffix gebraucht = - ähnlich), außerdem ist der Name als Bezeichnung der Larvenform kein Gattungsname.

Strobilus tiarula Sandbg.

Taf. II, Fig. 9.

1886. *Strobilus tiarula* Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 381.

1887. — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 45, Taf. VIII, Fig. 24 (unkenntlich.)

1887. *Helix cf. cobresiana Alt.* — Ibd. pag. 45.

1902. *Hyalinia (Conulus) sp.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 266.

Die Schale ist niedrig kegelförmig mit stumpfem oberen Ende und etwas abgeplatteter Basis, der enge Nabel ist meist etwas vom Mündungsrand bedeckt. Sie besteht aus fünf (nicht sechs, wie Sandberger angibt), langsam an Breite zunehmenden, mäßig gewölbten Umgängen, welche durch deutliche Nähte von einander getrennt sind. Die ersten $1^3/_4$ Umgänge sind glatt, die übrigen sind mit feinen Rippchen geziert, welche etwa halb so breit sind als die glatten Zwischenräume. Auf dem letzten Umgange sind etwa 44 (beim abgebildeten Exemplar) solche Rippchen vorhanden. Dieselben setzen auf der letzten Windung über die stumpfe Kante in gleicher Stärke bis zum Nabel fort; auf den jüngeren, welche einen scharfen Kiel tragen, wenn die Schale noch nicht ausgewachsen ist, reichen sie bis zu demselben, so zwar, daß sie von der Unterseite sichtbar sind. Die gegen den letzten Umgang schwach geneigte Mündung ist flach halbmondförmig und besitzt verdickte, schwach umgeschlagene Ränder, welche durch eine dünne Schwiele verbunden sind, die zwei schiefe parallele Falten trägt, welche tief ins Innere der Schale hineinsetzen. Dieselben sind voneinander und den Mündungsrändern gleichweit entfernt, die äußere ist ungefähr doppelt so stark wie die innere. Sandberger verglich diese Form mit *Strobilus labyrinthicus Say* (lebend in Nordamerika) und *S. costatus Sandbg.* (Obermiocän von Undorf bei Regensburg). *S. tiarula* unterscheidet sich von ersterem durch geringere Größe ($1^3/_5$ *mm* hoch, 2 *mm* breit, *S. labyrinthicus* 2 *mm* hoch, 2·5 *mm* breit) und nur fünf Umgänge gegen sechs, von letzterem dadurch, daß die Rippchen bis zum Nabel in gleicher Stärke fortlaufen, bei diesem nur ober dem Kiele auftreten, von beiden dadurch, daß die Rippchen bedeutend schmäler als die Zwischenräume sind, bei *S. labyrinthicus* wie *S. costatus* dagegen etwa doppelt so breit als die Zwischenräume sind.

Helix cf. cobresiana Alt. ist nichts anderes als *Strobilus tiarula*; das Exemplar war teilweise noch vom Süßwasserkalk eingeschlossen, als Handmann dasselbe Herrn Kustos Wimmer vorlegte.

Kommt im Süßwasserkalk ziemlich häufig vor, ist aber schwierig herauszupräparieren, daher konnte ich nur wenige gute Exemplare erhalten. Ein Bruchstück aus den kohleführenden Sanden gehört möglicherweise hierher, ferner ein Exemplar ohne Mundrand aus der Sandgrube (Rzehak). Von anderen Fundorten ist bloß der gleichaltrige Sand von Kottingbrunn anzuführen, woselbst Handmann ein Bruchstück (Teil des letzten Umganges mit Mundrand) fand.

Genus: Patula Held.

Patula supracostata Sandbg.

1875. *Patula supracostata* Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 584, Taf. XXIX, Fig. 2.

1885. — — — Clessin, Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen von Undorf. Pag. 75.

1886. — — — Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 331.

1887. — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 45.

Diese im Süßwasserkalk nicht gerade häufige Art kommt sonst im Silvanakalk der Schweiz und Süddeutschlands sowie im Braunkohlenton von Undorf bei Regensburg vor.

Patula euglyphoides Sandbg.

1875. *Patula euglyphoides* Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 583, Taf. XXIX, Fig. 1.

1885. — — — Clessin, Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen von Undorf. Pag. 76.

Von dieser Art fand ich im Süßwasserkalk ein vollständig ausgewachsenes Exemplar; diese Art ist wohl zu unterscheiden von Exemplaren der vorigen, welche auf der Unterseite etwas stärkere Rippchen zeigen. Sie kommt im Silvanakalk und Malleolatakalk von Süddeutschland, im Ton von Undorf und im Sande von Steinheim vor.

? Patula sp.

Ein Exemplar ohne Mundrand aus der Gruppe *Acanthinula* wurde von Rzehak im Schlemmsand der Sandgrube aufgefunden und unter der Bezeichnung *Hyalinia* (*Conulus*) mir übersandt (vergl. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 266); es ist am besten mit *P.* (*Ac.*) *lamellata Jeffr.* aus Nordeuropa zu vergleichen, aber etwas höher.

? Patula sp.

Ein Exemplar aus dem Süßwasserkalk steht auch in der äußeren Form der *P.* (*Acanthinula*) *lamellata Jeffr.* nahe, hat aber etwas fernerstehende Rippchen.

Genus: Helix Linné.

Von mehreren Arten liegen Bruchstücke vor, welche jedoch ohne Mundrand und daher nicht bestimmbar sind. Nur die folgenden Arten lassen eine nähere Bestimmung zu.

Helix Leobersdorfensis n. sp.

Taf. II, Fig. 10.

1885. *Helix cf. insignis Schübl.* — Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.
1887. — — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 45.

Die Schale ist bauchig kegelförmig mit sehr stumpfem oberen Ende und gewölbter Basis, deren mäßig weiter Nabel zur Hälfte bedeckt erscheint. Es sind fünf durch deutliche Nähte getrennte Windungen vorhanden, welche alle in gleichem Maße flach gewölbt erscheinen und mit Ausnahme des Nucleus mit feinen Anwachsstreifen geziert sind. Haargruben sowie Farbstreifen konnte ich an keinem Exemplar entdecken (Eigentümlichkeiten, welche ich bei einem Exemplar von *H. insignis Schübl.* von Steinheim im hiesigen naturhistorischen Hofmuseum beobachten konnte). Der letzte Umgang scheint vorn etwas herabgeneigt zu sein und erreicht fast $^{2}/_{3}$ der Gesamthöhe. Die schiefgestellte Mündung ist fast hufeisenförmig, die Ränder sind innen schwach gelippt (im Abdruck zu sehen), der Spindelrand ist umgeschlagen und förmlich eingerollt, der übrige Teil des Mundrandes ist nicht erhalten; der Spindelrand deckt die Hälfte des Nabels zu und setzt sich auf der Schale in eine schwielige Platte fort, welche einerseits die beiden Mundränder verbindet, anderseits sich nach links vom Spindelrande ausbreitet. Das abgebildete Exemplar ist 35 *mm* hoch und 46 *mm* breit. Die Art unterscheidet sich von *H. insignis Schübl.* vor allem durch den stark umgeschlagenen Spindel(wohl auch übrigen Mund)rand, flachere Windungen und völligen Mangel an Haargruben, welche bei *H. insignis* auf den Anfangswindungen auftreten, ein Umstand, welcher die Stellung zu *Campylaea* durch Sandberger noch mehr rechtfertigen würde, während unsere Art sich eher zum Subgenus *Hadra* stellen ließe.

Kommt nur im Süßwasserkalk ziemlich selten und meist nur in Bruchstücken vor. Ein Exemplar fand ich in einem Süßwasserkalkbrocken aus der Schottergrube.

Helix (Tachea) cf. hortensis Müller.

1885. *Helix cf. silvestrina Ziet.* — Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.
1887. — — — — Handmann, Leobersdorf. Pag. 45.

Etwas häufiger als vorige, meist ebenso schlecht erhalten. Der Mundrand stimmt noch am besten mit *H. hortensis Müll.* überein, *H. silvestrina Ziet.* hat einen stärkeren, außerdem ist auch der Spindelrand anders als bei den vorliegenden Exemplaren von Leobersdorf. Farbenbänder sind, wenn überhaupt, drei vorhanden (00345). Im Süßwasserkalk der Ziegelei (1 Expl.) und beim „heilsamen Brunnen“ (häufig).

Genus: Buliminus Ehrenberg.

Diese Gattung ist durch Fragmente einer *B. complanatus Reuss* nahestehenden Art hier vertreten. Es sind zwei Bruchstücke vom Mundrand, eine aus drei Umgängen bestehende Spitze und ein Bruch-

stück ohne Mundrand und Spitze, welche alle im Süßwasserkalk gefunden wurden. Sacco bildet (Mem. d. Reale Acc. d. sc. di Torino, S. II, Tom. XXXVII) einen *Orthaliscus sp.* ab. Ich glaube, daß dieses Stück, welches dem Spitzenexemplar aus Leobersdorf ähnlich ist, doch zu *Buliminus* zu rechnen sein dürfte. Das einzige Exemplar Saccos stammt aus Fossano in Piemont aus dem jüngsten Pliocän (Villafranchiano).

Genus: Cionella Jeffreys.

Cionella cf. lubricella A. Braun.

Vgl. Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt, pag. 389, Taf. XXIII, Fig. 3.

Einige leider nicht vollständige Exemplare aus dem Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" sind der *C. lubricella A. Br.* aus dem Untermiocän ähnlich, aber auch der *Azeca loxostoma Sandbg.* aus dem Obermiocän. Zähne in der Mündung konnte ich nicht beobachten, daher stelle ich sie zu *Cionella*; da ich aber keinen vollständigen Mundrand vor mir habe, sehe ich von einer genauen Bestimmung ab. Sandberger gibt eine *Cionella sp.* (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 332) aus dem Süßwasserkalk an, selbe ist nichts anderes als eine embryonale Hydrobiide.

Genus: Pupa Drap.

Pupa (Isthmia) Villafranchiana Sacco.

1887. *Vertigo (Isthmia) Villafranchiana* Sacco, Rivista della Fauna malacologica fossile terrestre, lacustre e salmastra del Piemonte. (Bull. d. Soc. mal. It. XII, pag. 175.)

1888. — — — — Sacco, Aggiunte alla fauna malacologica del Piemonte e della Liguria. (Mem. d. R. Acc. d. Sc. di Torino, S. II, Tom. XXXIX, pag. 18, Taf. I, Fig. 3.)

Der Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" lieferte zwei ziemlich wohlerhaltene Exemplare dieser, von Sacco aus Tassarolo bei Novi ligure beschriebenen Art, welche in den dortigen jungpliocänen Ablagerungen (Villafranchiano) sehr häufig ist. Die untermiocäne *P. lineolata A. Br.* ist mit ihr nahe verwandt, ist aber anderthalbmal so groß. Sacco gibt die *P. muscorum Drap.* als lebende nächste Verwandte an, Sandberger dagegen gibt *P. chordata Pfeiff.*[1]) aus Mazatlan (Mexiko) als ähnlich skulpiert und mit ähnlichem Mundrand versehen an, *P. dilucida Ph.* aus Südeuropa habe anderseits die ähnlichste Form, während nach meiner Anschauung *P. (Isthmia) minutissima (Hartm.)* am nächsten steht.

[1]) Ist nach Kobelt ein *Buliminus*.

Pupa (Vertigo) gracilidens Sandb.

1875. *Pupa gracilidens* Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 600.

1885. — — — Clessin, Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen von Undorf. (Malak. Bl. N. F. VII, pag. 84, Taf. VII, Fig. 11.)

1885. — *cf. triplicata* (recte *quadriplicata A. Braun!*) — Sandberger, Verh. der k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.

1887. — *cf. quadriplicata A. Braun.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 45.

Im Süßwasserkalk wurde eine *Pupa* von Handmann in einigen Exemplaren gefunden, die Sandberger mit *P. quadriplicata A. Br.* verglich. Dieselben ließen jedoch ebensowenig wie die von mir gesammelten die Zähne des Mundes erkennen. Dagegen fand ich im grüngrauen Sande der Ziegelei einen letzten Umgang mit wohlerhaltener Mündung, welche den charakteristischen Parietalzahn sowie die übrige Bezahnung deutlich zeigt und mit der trefflichen Abbildung Clessins gut übereinstimmt. Die äußere Form der im Süßwasserkalk gefundenen Stücke ist auch der Figur bei Clessin sehr ähnlich, so daß ich kein Bedenken trage, die Form aus der Ziegelei mit denen aus dem Süßwasserkalk zusammenzuziehen. Kommt im obermiocänen Braunkohlenton von Undorf bei Regensburg häufig vor. Ich fand einen letzten Umgang mit gutem Munde auch bei Sollenau.

Pupa sp. (Handmann, Leobersdorf, pag. 45) ist nichts anderes als ein in Süßwasserkalk teilweise eingehülltes *Carychium Sandbergeri Hdm.*

Dagegen fand ich eine kleine, linksgewundene *Pupa* im Süßwasserkalk, welche mir leider beim Präparieren zerbrach.

Pupa (Modicella) trochulus Sandberger.

1875. *Pupa (Modicella) trochulus* Sandberger, Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Pag. 601, Taf. XXIX, Fig. 25.

1885. — — — — Clessin, Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen von Undorf. (Malak. Bl. N. F. VII, pag. 86.)

Zwei Exemplare dieser Art wurden im Süßwasserkalk gefunden, sie stimmen überein sowohl mit der Abbildung bei Sandberger als auch mit einem von mir in Mörsingen gesammelten Exemplar. Bisher war die Art nur aus dem Silvanakalk von Mörsingen und dem gleichaltrigen Braunkohlenton von Undorf bei Regensburg, welche obermiocänen Alters sind, bekannt. Eine verwandte Art kommt jetzt noch in Algier und Sizilien (*P.* [*M.*] *rupestris Phil.*) vor, fossile sind dagegen nicht bekannt, wie Sandberger schreibt, mir scheint *P. trochulus Sandb.* der *Patula* (*Acanthinula*) *Paronae Sacc.* (Agg. a. Mal. estram. foss. d. Piem. e d. Lig. — Mem. d. R. Acc. d. Torino II, XXXIX, pag. 20, Taf. I, Fig. 15) aus Tassarolo (Stufe Villafranchiano) in Skulptur- und Schalenform viel näher zu stehen, nur ist unsere Form höher, *P.* (*M.*) *rupestris Phil.* ist auch nicht so rein konisch gebaut.

Pupa (Modicella) cf. Dupotetii Terz.

Ein Exemplar aus der conchylienreichen Schicht des grüngrauen Sandes der Ziegelei steht der *P. (M.) Dupotetii Terz.* nach Exemplaren aus Algier, die ich im Hofmuseum vergleichen konnte, sehr nahe, der Mundrand meines Exemplars ist leider nicht erhalten.

Genus: Clausilia Drap.

Von dieser Gattung kommen hier mehrere Arten vor; von den kleineren sind mir nur Anfangsgewinde bekannt, die nicht einmal einem bestimmten Subgenus zugewiesen werden können. Sie wurden im Süßwasserkalk gefunden. Bestimmbar ist nur folgende Art:

Clausilia (Triptychia) Leobersdorfensis n. sp.

Taf. II, Fig. 11 und 12. (Fig. 12 aus Sollenau.)

1885. *Triptychia limbata Sandb.* — Sandberger, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1885, pag. 393.
1885. — *bacillifera Sandb.* — Ebenda.
1887. — *limbata Sandb.* — Handmann, Leobersdorf. Pag. 46.
1887. — *bacillifera Sandb.* — Ebenda.

Die große, mit sehr engem Nabelritz und schmalem Nabelfeld versehene rein spindelförmige Schale verschmälert sich nach oben langsam und endigt in einer kaum verdickten Spitze. Die Umgänge sind fast eben und durch nicht sehr tief eingesenkte und schwach gezähnelte Nähte getrennt. Die Anzahl der Windungen vermag ich nicht zu bestimmen, da mir kein vollständiges Exemplar vorliegt. Die ersten drei bis vier Umgänge sind glatt, die folgenden sind mit starken Rippchen, welche auf den letzten Umgängen immer zahlreicher und feiner werden, geziert; die Rippchen sind alle nach der Längsachse des Gehäuses angeordnet.

Der letzte Umgang ist nicht gewölbt, sein Verhältnis zur Schale dürfte, wie bei der sehr ähnlichen *C. obliqueplicata Sandb.*, 2 zu 7 sein. Die etwas schiefe, stark an die vorletzte Windung angedrückte, langgezogene, fast birnförmige Mündung zeigt innen eine deutliche Lippe, einen sehr langen und schmalen Sinulus und etwas vorgezogene, oben zusammenlaufende Ränder, von denen der obere rechts etwas angedrückt, links frei hervorstehend, etwas geschweift und etwas verdickt, der rechte frei und fast gerade, der linke in der Mitte leicht vorgezogen, in der Vorderansicht geradlinig erscheint. Alle Lamellen sind kräftig und bis an den Rand des Peristoms vorgezogen, die obere scheint senkrecht auf dem Gaumen zu stehen (nach Böttger ist dieselbe mit der Spirallamelle verbunden), die untere und die Subkolumellarlamelle laufen parallel um die Spindel und bilden mit derselben einen Winkel von ca. 45°; letztere ist etwas schmäler und schärfer und unten leicht winkelig abgestutzt. Kommt im Süßwasserkalk in Bruchstücken häufig vor, hauptsächlich Spitzen, welche Sandberger als *T. bacillifera Sandbg.* bestimmte, welche Art jedoch kleiner als unsere Art ist, während er die Mündungen zu

T. limbata Sandb. stellte, welche aber bedeutend größer ist. Dagegen ist *C.* (*Triptychia*) *obliqueplicata Sandbg.*[1]), die nahezu gleich groß ist, sehr ähnlich, unterscheidet sich aber vor allem durch die schiefstehenden Rippchen und einige Abweichungen bei der Mündung, besonders durch die Stellung der Lamellen. Im grüngrauen Sande der Ziegelei fand ich zwei Spitzen, ebenso in Sollenau eine Mündung, welche ich als Fig. 12 abbilden lasse, und zwei Spitzen. Andere Fundorte dieser neuen Art sind mir nicht bekannt geworden.

Genus: Succinea Drap.

Ein embryonales Schalenfragment fand ich im Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen". Ich bin jedoch nicht imstande, dasselbe auch nur einer bestimmten Untergattung zuzuweisen.

Genus: Papyrotheca Brus.

Infolge des Fundes von Rzehak ist diese interessante Gattung auch im Wiener Becken nachgewiesen. Bisher wurde sie in Serbien, bei Budapest, bei Ödenburg (sehr schöne Stücke von *P. mirabilis Brus.* fand schon Schwabenau 1859, desgleichen auch ein *Orygoceras*, nach im Wiener Hofmuseum aufbewahrten Exemplaren) und Mähren gefunden, und zwar ausschließlich in pontischen Schichten.

Papyrotheca gracilis Lör.

1895. *Succinea gracilis* Lörenthey, Einige Bemerkungen über *Papyrotheca.* (Földt. közl., XXV, pag. 391.)
1902. *Papyrotheca gracilis Lör.*— Lörenthey, Die pannonische Fauna von Budapest. (Paläontogr., XLVIII., pag. 182, Taf. XIII, Fig. 9; Taf. XIV, Fig. 3, 4.)
1903. *? Papyrotheca* oder *Succinea papyrotheca Brus.* — Rzehak, Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 266.

Nach brieflicher Mitteilung gehört das von Rzehak erwähnte Fragment mit Bestimmtheit zu *P. gracilis Lör.*; ich möchte hier gleich bemerken, daß ich glaube, *P. gracilis Lör.* und *Succinea papyrotheca Brus.* (nur in der Iconographie, Taf. I, Fig 5, von Ripanj in Serbien abgebildet) seien identisch, so daß *P. gracilis Lör.* nicht nur bei Budapest, Gaya (Rzehak) und Leobersdorf, sondern auch bei Ripanj in Serbien vorkäme.

III. Ostracoda.

Ostracoden kommen selten in den Leobersdorfer Ablagerungen vor, am häufigsten in der grüngrauen Sandschicht der Ziegelei in der konchylienreichen Lage. Beim „heilsamen Brunnen" fanden sich keine Ostracoden, da sie wohl im harten Süßwasserkalk schwieriger zu ent-

[1]) Handmann belegte eine Embryonalschale von drei Umgängen aus Vöslau mit dem Namen *C. coaetanea*, welche wohl zu dieser Art gehört.

decken sind als die weißen Konchylienschalen und ausgewitterte auf Feldern kaum aufzufinden sind. Da Lörenthey eine größere Monographie über unterpontische Ostracoden zu veröffentlichen beabsichtigt, halte ich es nicht für angezeigt, meine wenigen Exemplare eingehend zu besprechen.

IV. Pisces.

Zähnchen, Knochenbruchstücke und Otolithen kommen häufig in dem Sande, der mit dem Tegel wechsellagert, vor. Schubert (Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs, III., Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Bd. 56, pag. 690) bestimmte folgende Otolithen daraus:

Otolithus (*Dentex?*) *subnobilis Schub.*
„ (*Gobius*) *pretiosus Proch.*
„ („) *aff. vicinalis Kok.*
„ (*Corvina*) *gibberulus Kok.*
„ (*Sciaena?*) *Telleri Schub. var.*

Nach Schubert die einzige Lokalität dieses Niveaus, von der ihm andere Otolithen, also solche von Sciäniden, nämlich auch von Perciden und Gobiiden, bekannt wurden, und zwar stammen sämtliche von marinen Fischen, die jedoch auch im Brackwasser vorkommen.

Auch in der obersten (mergeligen) Schicht fand ich ein paar Zähnchen und Otolithen.

V. Plantae.

In den sandigen Zwischenlagen im Tegel sind Pflanzenreste sehr häufig, und zwar in verkohltem Zustande, manchmal sind bis 1 *cm* starke Kohlenschmitzen darin zu beobachten; ziemlich häufig sind Zapfen, meist wohl *Pinites Partschi Ett.*, sind aber wie die meisten Zapfen schlecht zu erhalten, da sie außerdem noch stark mit Pyrit imprägniert sind, der ziemlich bald verwittert. Außerdem fand ich noch Reste anderer Früchte.

Im mergeligen Lehm, der obersten Schicht in der Ziegelei und bei Leobersdorf überhaupt, fand ich zahlreiche Bruchstücke von Characeenästchen sowie auch drei Charenfrüchte, deren eine durch ihre wenigen Spiren der *Chara stiriaca Unger* aus dem Lignitmergel von Hundsdorf bei Schönstein nahesteht, die zweite dagegen mehr Spiren hat, die dritte endlich zerbrochen ist. Im Süßwasserkalk habe ich bisher noch keine deutlichen Pflanzenreste entdecken können.

C. Schlußwort.

Außer diesen beschriebenen Formen kommen noch andere vor, die meist wegen schlechter Erhaltung nicht bestimmt werden konnten.

Die aus dem untersten Niveau von Leobersdorf stammende Fauna gehört jedenfalls in die oberste (dritte) Abteilung der „Congerien-

schichten" des Wiener Beckens, welche nach Fuchs durch *Congeria subglobosa Partsch* und *Melanopsis Vindobonensis Fuchs* charakterisiert ist; im vorliegenden Falle ist aber noch die Leitform der mittleren Abteilung *M. Martiniana Fér.* vertreten, während die andere Leitform *Congeria Partschi Cžjžek* nicht vertreten ist.

Das höhere Niveau, welches von dem grüngrauen Sande in der Ziegelei, dem Sande der Schottergrube sowie dem Sand und Süßwasserkalk beim „heilsamen Brunnen" repräsentiert ist, gehört nach dem ganzen Charakter der Fauna in dieselbe geologische Abteilung, stellt aber eine andere Fazies dar, da die Fauna einerseits mehr ausgesüßtem Wasser entspricht, die Ablagerung anderseits mehr fluviatil erscheint.

Das höchste Niveau, die mergelige Schicht in der Ziegelei, dürfte mehr limnischen Ursprunges sein, es scheint eine ähnliche Fazies vorzuliegen wie im dalmatinischen Süßwassermergel. Die Fauna ist aber wohl mehr zur obersten Abteilung der „Congerienschichten" des Wiener Beckens zu rechnen als zu der untersten der mittleren pontischen Stufe.

Die sogenannten Congerienschichten des Wiener Beckens bilden jetzt nach Halaváts die unterste Abteilung der pontischen Stufe, nach Andrusov die erste pontische Stufe; Lörenthey und Rzehak sowie Handmann und andere schreiben für pontisch „pannonisch"; ich schließe mich der Ausdrucksweise von Halaváts an.

Die unserer Fauna gleichaltrigen und eingehender erforschten Faunen sind die von Budapest (Tinnye und Köbanya), Perecsen und Szilágy-Somlyó, welche Lörenthey, Markuševec und Ripanj (Serbien), welche Brusina bearbeitet hat, außerdem Kúp bei Pápa, welche von Fuchs beschrieben und von Halaváts in die untere Abteilung, von Lörenthey dagegen in die mittlere Abteilung der pontischen Stufe versetzt wurde.

Am Schlusse dieses Absatzes gebe ich eine Tabelle der in Leobersdorf vorkommenden und sicher bestimmten Mollusken und führe noch das Vorkommen derselben in fünf der obersten Abteilung der unterpontischen Stufe (Budapest [Tinnye und Köbanya], Perecsen, Kúp, Ripanj und Markuševec) sowie in zwei der untersten Abteilung der mittleren pontischen Stufe angehörigen Lokalitäten (Tihány, Radmanest) in eigenen Rubriken an, dazu noch die mit dem süddeutschen obermiocänen Süßwasserkalk gemeinsamen Arten. (Siehe Tabelle auf Seite 82—85 [50—53]).

Von 62 sicher bestimmbaren Formen sind 11 für Leobersdorf eigentümlich oder kommen nur noch in den nahegelegenen Orten Kottingbrunn und Sollenau vor (*Craspedopoma Handmanni n. sp.*, *Pyrgula (Goniochilus) formosa n. sp.*, *Nematurella pupula Sandbg.*, *Melanopsis varicosa Handm.*[1]), *senatoria Handm.*, *Melanatria flumineiformis n. sp.*, *Carychium Sandbergeri Handm.*[2]), *Archaeozonites laticostatus Sandbg.*, *Strobilus tiarula Sandbg.*[1]), *Helix Leobersdorfensis n. sp.* *Clausilia (Triptychia) Leobersdorfensis n. sp.*[2]); dieselben sind außer

---

[1]) Auch in Kottingbrunn gefunden.
[2]) Auch in Sollenau gefunden.

den beiden *Melanopsis*-Arten ziemlich selten und zumeist Landformen, die aus pontischen Schichten überhaupt nur wenig bekannt sind. Acht Arten kommen in den süddeutschen obermiocänen Süßwasserablagerungen vor (drei Süßwasser-, fünf Landformen), in Leobersdorf sind dieselben auf den Süßwasserkalk beschränkt, außer zwei Arten, die auch im Unterpliocän weitere Verbreitung haben (*Melanatria Escheri Brongt.* und *Planorbis cornu Brongt. var. Mantelli Dunk.*) und eine (*Pupa gracilidens Sandbg.*), die in einem Exemplar auch im grüngrauen Sande der Ziegelei gefunden wurde. Eine Art (*Pupa Villafranchiana Sacco*) kommt im Oberpliocän (Villafranchiano) von Oberitalien vor, eine Art (*Hyalina Villae Mort.*) lebt jetzt noch in Mittel- und Südeuropa. Es beweist dieses nur, daß die nicht auf die Veränderungen im Salzgehalt des Wassers angewiesenen Süßwasserformen und die bloß vom Klima abhängigen Landformen langlebiger sind als die von den Schwankungen des Salzgehaltes des Brackwassers abhängigen pontischen Mollusken, die infolgedessen ausgezeichnete Leitfossilien sind.

Auffällig ist es mir jedoch, daß von sämtlichen Arten des Leobersdorfer Süßwasserkalkes nur eine Art, und zwar der sehr verbreitete *Planorbis cornu Brongn.*, im oberpontischen Süßwasserkalk der Gegend um den Plattensee vorkommt, die unserem Fundort entschieden näher liegt als die deutschen und italienischen Süßwasserbildungen.

Gemeinsam mit gleichaltrigen Ablagerungen sind 1. elf Arten mit Budapest, 2. sechs mit Kúp, 3. vier mit Perecsen, 4. zwanzig mit Markuševec, 5. sechs mit Ripanj, ferner 6. zehn mit Kottingbrunn, außerdem noch vier andere Arten mit anderen als den angeführten Lokalitäten; im ganzen sind es 32 Arten, die Leobersdorf mit anderen Fundorten gleichen Alters gemeinsam hat.

Mit der dem nächsthöheren Niveau (unterste Abteilung der mittleren pontischen Stufe) angehörenden Ablagerung von Tihany am Plattensee hat Leobersdorf zehn Arten gemeinsam; ob nicht Fuchs in seiner Arbeit auch tiefere Schichten, die Halaváts nicht mehr fand, zu bearbeiten bekam, ist mir nicht unwahrscheinlich, da Halaváts mehrere dieser Arten in der Tabelle der Fauna der Plattensee-Umgebung nicht erwähnt. Mit Radmanest hat unsere Ablagerung fünf Arten, mit den oberpontischen Ablagerungen von Budapest bloß eine Art gemeinsam.

Diese Arten sind aber mit Ausnahme von *Neritodonta crescens Fuchs* in unserer Fauna selten oder kommen auch anderwärts in unterpontischen Ablagerungen vor.

Mit dem tieferen Niveau der dalmatinischen Süßwassermergel ist *Bithynia Jurinaci Br.* gemeinsam, welche auch in den unseren Ablagerungen gleichaltrigen Schichten von Budapest vorkommt, an letzterem Orte allerdings sehr selten.

Aus diesem geht hervor, daß die Ablagerungen von Leobersdorf in die oberste Abteilung der unteren (ersten) pontischen Stufe zu stellen sind.

Übersichtliche Tabelle der bei Leobersdorf vorkommenden Binnenmollusken.

(Mit Angabe des Vorkommens an anderen Orten.)

hh = sehr häufig, h = häufig, s = selten, ss = sehr selten, SK = nur im Süßwasserkalk der betr. Schichte. + = Vorkommen überhaupt, × Vorkommen der verglichenen Formen.

	Leobersdorf: Ziegelei: Tegel und unterer Sand	Leobersdorf: Ziegelei: Oberer Sand	Leobersdorf: Ziegelei: Mergelige Schichte	Leobersdorf: Schottergrube	Leobersdorf: Süßwasserkalk und Felder beim „hells. Brunnen"	Obermiocän von Süddeutschland	Budapest	Unterpontisch: Küp	Unterpontisch: Perecsen	Unterpontisch: Markuševec	Unterpontisch: Ripanj	Mittelpont.: Tihany	Mittelpont.: Radmanest	
Lamellibranchiata.														
Fam.: Dreissensidae.														
Congeria spathulata Partsch	h	—	—	—	ss	—	—	—	—	+	—	—	—	
— *subglobosa Partsch*	h	?	—	?	—	—	+	—	+	+	+	—	—	
— — *hemiptycha Brus.*	s	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
— *ornithopsis Brus.?*	—	—	—	ss	—	—	×	—	—	—	—	×	—	
Fam.: Unionidae.														
Unio sp.	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
— *sp.*	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fam.: Cardiidae.														
Limnocardium Schedelianum Partsch	hh	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	Okrugljak, Brunn a. G.
— *desertum Stol.*	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	+	—	—	+	Stegersbach
— *cf. Kosiči Brus.*	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	×	—	—	—	
— *cf. Štoosi Brus.*	s	—	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	
Fam.: Cyrenidae.														
Pisidium Bellardii Brus.	ss	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	

Gastropoda.														
Fam.: Neritidae.														
Neritina Mariae Handm.	—	s	—	?	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Neritodonta crescens Fuchs	s	hh	h	s	hh	—	?	—	—	?	—	+	+	Kottingbrunn
Fam.: Cyclostomidae.														
Craspedopoma Handmanni n. sp.	—	—	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fam.: Valvatidae.														
Valvata gradata Fuchs	h	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—	
— *bicincta Fuchs*	s	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	
Fam.: Hydrobiidae.														
Hydrobia monotropida Brus.	h	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	Szegszárd
Caspia Vujiči Brus.	—	—	s	—	?	—	+	—	—	+	+	—	—	Szilágy-Somlyó
— *obtusa Brus.*	—	—	—	s	—	—	—	—	—	+	—	+	—	
— *Frauenfeldi Schwartz Brus.*	—	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—	?	—	Gaya. Bisenz?
— *acicula Brus.*	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
Fyrgula angulata Fuchs	s	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	? Kurd
— (*Micromelania*) *sulculata Brus.*	hh	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
— (*Goniochilus*) *formosa n. sp.*	s	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
— (—) *croatica Brus.*	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
Bithynia Jurinaci Brus.	—	—	h	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	Mioćić
— *proxima Fuchs*	s	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	Budapest, oberpontisch
Nematurella pupula Sandb.	—	ss	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fossarulus sp.	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
— *sp.*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Schottergrube b. Bahnh.
Fam.: Caecidae.														
Orygoceras Fuchsi Kittl sp.	?	?	—	s	—	—	+	—	—	+	+	—	—	
— *aff. filocinctum Brus.*	—	—	—	ss	—	—	×	—	—	×	—	—	—	
— *aff. scolecostomum Brus.*	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	×	—	—	—	

	Leobersdorf						Unterpontisch					Mittelpont.		
	Ziegelei													
	Tegel und unterer Sand	Oberer Sand	Mergelige Schichte	Schottergrube	Süßwasserkalk und Felder beim „hells. Brunnen“	Obermiocän von Süddeutschland	Budapest	Kúp	Perecsen	Markuševec	Ripanj	Tihany	Radmanest	
Fam.: Melaniidae.														
Melanopsis Bouéi Fér.	h	hh	s	h	hh	—	+	+	+	+	+	+	—	Kottingbrunn
— *austriaca Handm.*	—	—	—	?	h	—	+	—	—	+	+	—	—	Kottingbrunn
— *textilis Handm.*	ss	—	s	s	hh	—	+	—	—	+	—	—	—	Kottingbrunn
— *varicosa Handm.*	—	—	s	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—	Kottingbrunn
— *senatoria Handm.*	—	s	—	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—	? Jazvine (Kroatien)
— *pygmaea Partsch*	s	h	hh	h	hh	—	—	+	—	+	—	+	—	Kottingbrunn
— *Martiniana Fér.*	h	h	—	hh	hh	—	+	+	+	+	+	+	+	Kottingbrunn
— *Vindobonensis Fuchs*	h	h	ss	s	hh	—	+	—	+	+	—	—	—	Kottingbrunn
Melanosteira Brusinai Lör.	s	—	s	s	—	—	+	—	—	—	—	—	—	
Melanoptychia cf. rarinodosa Brus.	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	×	—	—	—	
Melanatria Escheri Brongt. sp. var.	—	h	s	ss	h	+	—	—	—	+	—	—	—	Kottingbrunn, Mödling
— *flumineiformis n. sp.*	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Pulmonata.														
Fam.: Auriculidae.														
Carychium Sandbergeri Handm.	ss	ss	—	ss	h	—	—	—	—	—	—	—	—	Sollenau
Fam.: Limnaeidae.														
Limnaeus turritus Klein	—	—	—	—	ss	+	—	—	—	—	—	—	—	
— *aff. fragilis L.*	—	SK	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
— *? cf. Kenesensis Hal.*	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(Kenese)
Planorbis cornu Brongt. v. Mantelli Dunk	h	SK	—	SK	h	+	—	+	—	—	—	+	—	
— *micromphalus Fuchs*	h	?	—	—	ss	—	—	+	—	?	—	—	+	

Planorbis rhytidophorus Brus.	hh	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Brunn a. G.
— *homalosomus Brus.*	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Okrugljak
— *chaenostomus Brus.*	—	—	s	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	
— *cf. Dośeni Brus.*	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fam.: Glandinidae.														
Oleacina eburnea Klein	—	—	—	—	ss	+	—	—	—	—	—	—	—	
Fam.: Helicidae.														
Vitrina sp.	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Archaeozonites laticostatus Sandbg.	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hyalina Villae Mort.	—	—	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—	lebend in Mittel- und Südeuropa
Strobilus tiarula Sandbg.	?	—	—	ss	h	—	—	—	—	—	—	—	—	Kottingbrunn
Patula supracostata Sandbg.	—	—	—	—	s	+	—	—	—	—	—	—	—	
— *euglyphoides Sandbg.*	—	—	—	—	ss	+	—	—	—	—	—	—	—	
— *(Acanthinula) aff. lamellata Jeffr. sp. I.*	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
— — — *sp. II.*	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Helix Leobersdorfensis n. sp.	—	—	—	SK	s	—	—	—	—	—	—	—	—	? Sollenau
— *cf. hortensis Müll.*	—	SK	—	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—	
— *sp. sp. ind.*	ss	ss	—	—	s	—	—	—	—	—	—	—	—	
Buliminus aff. complanatus Reuss.	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Cionella cf. lubricella A. Br.	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Pupa (Isthmia) Villafranchiana Sacco	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	Tassarolo (oberstes Plioc.)
— *(Vertigo) gracilidens Sandbg.*	—	ss	—	—	h	+	—	—	—	—	—	—	—	Sollenau
— *(Vertilla) sp.*	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
— *(Modicella) trochulus Sandbg.*	—	—	—	—	ss	+	—	—	—	—	—	—	—	
— *(—) aff. Dupotetii Terr*	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Clausilia (Triptychia) Leobersdorfensis n. sp.	—	ss	—	—	h	—	—	—	—	—	—	—	—	Sollenau
— *sp.*	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Succinea sp.	—	—	—	—	ss	—	—	—	—	—	—	—	—	
Papyrotheca gracilis Lör.	—	—	—	ss	—	—	+	—	—	—	—	—	—	

D. Verzeichnis der benützten Litteratur.

Ancona, C. d', Sulle Neritine fossili dei terreni terziari superiori dell' Italia centrale. (Bull. d. Soc. mal. Ital. II.) Pisa 1869. (Mit 1 Tafel.)

Andrusov, N., Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. (Traveaux de la Soc. d. Nat. de St. Peterb. vol. XXV.) St. Petersburg 1897. (15 Textfiguren, 20 Tafeln — Text russisch mit deutschem Resumé, Tafelerklärung russisch und deutsch.)

— Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens. Erstes Supplement. (Ebenda, vol. XXIX.) St. Petersburg 1900. (T. III, IV — wie oben.)

— Studien über die Brackwassercardiden, Lief. I. (Mém. de l'Acad. imp. d. sc. de St. Peterbourg, VIII. Sér., vol. XIII, Nr. 3.) St. Petersburg 1903. (7 Tafeln, 5 Textfiguren — deutsch.)

Bittner, A., Neue Einsendungen tertiärer Gesteinssuiten aus Bosnien. (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1884.)

— Über die Mündung der *Melania Escheri Brongt.* und verwandter Formen. (Ebenda, 1888.) (4 Textfiguren.)

— *Orygoceras* aus sarmatischen Schichten aus Wiesen. (Ebenda, 1888.)

Blanckenhorn, M., Zur Kenntnis der Süßwasserablagerungen und Mollusken Syriens. (Paläontogr., XLIV.) Stuttgart 1897.

Boettger, O., Clausilienstudien. (Paläontogr. N. F. Suppl. III.) Kassel 1877. (4 Tafeln.)

— Über *Orygoceras Brus.* (N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. II.) Stuttgart 1884. (2 Textfiguren.)

Brot, A., Die Melaniaceen (Melanidae) in Abbildungen nach der Natur mit Beschreibungen. (Syst. Conch.-Cab. v. Martini und Chemnitz, I. 24.) Nürnberg 1874. (49 Tafeln.)

Brusina, S., Monographie der Gattungen *Emmericia* und *Fossarulus*. (Verh. d. zool.-bot. Ges. 20.) Wien 1874.

— Fossile Binnenmollusken aus Dalmatien, Kroatien und Slavonien. Agram 1874. (7 Tafeln.)

— Cenni sugli studi naturali in Dalmazia seguito dalla descrizione di alcuni fossili terziarî (Manuale del Regno di Dalmazia V.) Zara 1875.

— Description des espèces nouvelles, provenantes des terrains tertiaires de Dalmatie. (Journ. de Conch. XXIV.) Paris 1876.

— Molluscorum fossilium species novae et emendatae in tellure tertiaria Dalmatiae, Croatiae et Slavoniae inventae. (Ebenda, XXVI.) Paris 1878.

— Le Pyrgulinae dell' Europa orientale. (Bull. d. Soc. mal. It. VII.) Pisa 1882.

— *Orygoceras*, eine neue Gastropodengattung der Melanopsiden-Mergel Dalmatiens. (Beitr. zur Paläont. Öst.-Ung. und des Orients II.) Wien 1882. (Mit T. XI.)

— Die Neritodonta Dalmatiens und Slavoniens usw. (Jahrb. d. Deutschen malakoz. Ges. XI.) Frankfurt 1884. (M. T. II.)

— Die Fauna der Congerienschichten von Agram in Kroatien. (Beitr. zur Pal. Öst.-Ung. u. d. O. III.) Wien 1884. (M. T. XXVII–XXX.)

— Fauna fossile terziaria di Markuševec in Croazia. Con un elenco delle Dreissensidae delle Dalmazia, Croazia e Slavonia. (Glasnik hrvatskoga naravoslovnoga društva. VII.) Agram 1892.

— Über die Gruppe der *Congeria triangularis*. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 44.) Berlin 1892.

— Frammenti di Malacologia terziaria Serba. (Ann. géol. de la Pèn. Balkan. IV.) Belgrad 1893. (M. T. II.)

— *Congeria ungula caprae* (*Münst.*), *C. simulans Brus. n. sp.* und *Dreissensia Münsteri Brus. n. sp.* (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1893)

— Die fossile Fauna von Dubovac bei Karlstadt in Kroatien. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XLIII, 1894.)

— Note préliminaire sur le groupe des *Aphanotylus*, nouveau genre de Gastropode de l'horizon à Lyrcaea, et sur quelques autres espèces nouvelles de Hongrie. (Glasn. hrv. nar. dr. VI.) Agram 1894 und (Journal de Conchyl. XLI) Paris 1894.

Brusina, S., Bemerkungen über macedonische Süßwassermollusken. (Compte-rendu des Seances du troisième Congrès Intern. de Zoologie à Leyde 1895.) Leyden 1896.
— La collection néogène de Hongrois, de Croatie, de Slavonie et de Dalmatie à l'Exposition de Budapest. (Glasn. hrv. nar. dr. IX.) Agram 1896.
— Matériaux pour la Faune malacologique néogène de la Dalmatie, de la Croatie et de la Slavonie avec des espèces de la Bosnie, de l'Herzégovine et de la Serbie. (Opera Academiae scientiarum et artium slavorum meridionalium XVIII.) Agram 1897. (21 Tafeln, Erklär. latein., Suppl. kroat.-französisch.)
— Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertiaria Hungariae, Croatiae, Slavoniae, Dalmatiae, Bosniae, Herzegovinae, Serbiae et Bulgariae inventorum. Agram 1902.
Bukowski, G. v., Die levantinische Molluskenfauna der Insel Rhodus. (Denkschr. d. k. Ak. d. W. 60. Bd. u. 63. Bd.) Wien 1893, 1895. (11 Tafeln.)
Burgerstein, L., Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Süßwasserdepots von Üsküb. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXVII, 1877.) (M. T. III.)
Capellini, G., Gli strati a congerie e la marne compatte mioceniche dei dintorni di Ancona. (Atti d. reale Accad. d. Lincei. Fis.-math.-nat. Cl. III.) Rom 1879.
— Gli strati a congerie e la formazioni gessoso-solfifera nella Provincia di Pisa e nei dintorni di Livorno. (Ebenda, V.) Rom 1880.
Clessin, S., Die Molluskenfauna Mittel-Europas. (2. Aufl.) Nürnberg 1885—1887. Mit Textfig.)
— Die Conchylien der obermiocänen Ablagerungen bei Undorf. (Malak. Bl. N. F. VII.) Kassel 1885. (M. T. VII.)
Cobălcescu, G., Studii geologice și palaeontologice asupră unor têrâmuri terțiare din unile părțĭ ale Românieĭ. (Memoriile geologice ale Scóleĭ militare din Jașĭ.) Bukarest 1883. (18 Tafeln.)
Cžjžek, J., Über die *Congeria Partschii.* (Naturw. Abh. v. Haidinger. III.) Wien 1849. (M. T. XV.)
Dybowski, W., Die Gastropodenfauna des Kaspischen Meeres. (Malak. Bl. N. F. X.) Kassel 1892. (M. T. I–III.)
— Die Gastropodenfauna des Baikalsees. (Mém. de l'acad. imp. de sc., 7. Sér. tom. 22) St. Petersburg 1875. (8 Tafeln.)
Férussac, A., Monographie des espèces vivantes et fossiles du genre *Melanopside*, *Melanopsis*. (Mém. d. l. Soc. d'hist. nat. I.) Paris 1823. (M. T. VII, VIII.)
Fontannes, F., Le bassin de Crest (Drôme). (Études strat. et pal. p. s. à l'hist. d. l. pér. tert. dans le Bass. du Rhône, VI.) Lyon 1880. (M. T. I—VII.)
— Contribution a la faune malacologique des terrains néogènes de la Roumanie. (Arch. du Mus. d'hist. nat. de Lyon, IV.) Lyon 1886. (T. XXVI, XXVII.)
Franzenau, A., Fossile Foraminiferen von Markuševec in Kroatien. (Glasn. hrv. nar. dr. VI.) Agram 1894. (Földt. Közl. XXIV.) Budapest 1894.
Frauenfeld, G. v., Versuch einer Aufzählung der Arten der Gattungen *Bithynia* und *Nematura.* (Verh. d. zool.-bot. Ges. XII.) Wien 1862.
— Die Arten der Gattung *Lithoglyphus, Paludinella, Assiminea.* (Ebenda, XIII) Wien 1863.
— Vorläufige Aufzählung der Arten der Gattungen *Hydrobia* und *Amnicola.* (Ebenda, XIII.) Wien 1863.
— Verzeichnis der fossilen und lebenden Arten der Gattung *Paludina.* (Ebenda, XIV.) Wien 1864.
— Zoologische Miszellen. V. (Ebenda, XV.) Wien 1865. (M. T. VIII—XI, XXII.)
Fuchs, Th., Die Fauna der Congerienschichten von Radmanest im Banate. Die Fauna der Congerienschichten von Tihany am Plattensee und Kúp bei Pápa in Ungarn. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX.) Wien 1870. (M. T. XIV–XVII und XX—XXII.)
— Über den sogenannten „chaotischen Polymorphismus" und einige fossile *Melanopsis*-Arten. (Verh. d. zool.-bot. Ges. XXII.) Wien 1872. (M. T. I.)
— Neue Conchylienarten aus den Congerienschichten und aus Ablagerungen der sarmatischen Stufe. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIII.) Wien 1873. (M. T. III, IV.)
— Über die Formenreihe *Melanopsis impressa — Martiniana — Vindobonensis,* (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1876.) (Wien 1876.)

Fuchs, Th., Die Mollusken in: Karrer, F., Geologie der Kaiser Franz Josef-Hochquellenwasserleitung. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. IX.) Wien 1877. (M. T. XVI *a*.)
— Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. (Denkschr. d. k. Ak. d. W. m.-n. Kl. XXXVII.) Wien 1877. (T. I—V.)
Fuchs, Th. und Karrer, F., Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX.) Wien 1870.
Gaudry, A., Animaux fossiles et Géologie de l'Attique. Paris 1862. (T. LXI, LXII. Mollusques)
Gobanz, J., Die fossilen Land- und Süßwassermollusken des Beckens von Rein in Steiermark. (Sitzungsb. d. k. Ak. d. W. XIII.) Wien 1854. (M. 1 T.)
Gorjanović-Kramberger, K., Die präpontischen Bildungen des Agramer Gebirges. (Glasn. hrv. nar. dr. V.) Agram 1890. (M. T. VI.)
— Über die Gattung *Valenciennesia* und einige unterpontische Limnaen. (Beitr. z. Pal. Öst.-Ung. u. d. Or. XIII.) Wien 1901. (M. T. IX, X.)
— Die Fauna der unterpontischen Bildungen um Londjica in Slavonien. Die Fauna der oberpontischen Bildungen von Podgradje und Vižanovec in Kroatien. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XLIX.) Wien 1899. (M. T. V. u. IX.)
Halaváts, G., Die pontische Fauna von Kustély. Die pontische Fauna von Nikolincz. (Mitt. aus d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. VIII.) Budapest 1866. (M. T. XXV, XXVI.)
— Die organischen Überreste des Verseczer Bohrloches. Die pontische Fauna von Csukics. (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. VIII.) Budapest 1836. (M. T. XXV.)
— *Valenciennesia* in der fossilen Fauna Ungarns. (Földtani Közlöny XVI.) Budapest 1886.
— Die pontische Fauna von Királykegye. (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. X.) Budapest 1892. (M. T. I)
— Die Szócsán-Tirnovaer Neogenbucht im Com. Krassó-Szörény. (Jahresber. d. k. ung. geol. Anst. 1892.) Budapest 1893.
— Die geologischen Verhältnisse des Alföld (Tieflandes) zwischen Donau und Theiss. (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. XI.) Budapest 1895. (M. T. III—IV.)
— Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees (Resultate d. wissensch. Erf. d. Balatonsees, I.) Budapest 1902. (3 Taf.)
— Allgemeine und paläontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns. (Publ. d. k. ung. geol. Anst.) Budapest 1904.
Handmann, R., Die fossile Molluskenfauna von Kottingbrunn. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXXII.) Wien 1882.
— Die fossile Conchylienfauna von Leobersdorf im Tertiärbecken von Wien. Münster 1887. (M. 7 Taf.)
— Zur Kenntnis der Congerienfauna von Leobersdorf und Umgebung. (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1904.) Wien 1904.
Hantken, M. v., *Tinnyea Vásárhelyii nov. gen. et nov. sp.* (Földt. Közl. XVII.) Budapest 1861. (M. T. IV.)
Hauer, Fr. v., Über das Vorkommen fossiler Tierreste im tertiären Becken von Wien. (Jahrb. f. Min., Geogn. u. Petr.) Heidelberg 1837.
Hauer, Fr. v. und Stache, G., Geologie Siebenbürgens. Wien 1863.
Herbich und Neumayr, M., Die Süßwasserablagerungen im östlichen Siebenbürgen. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXV.) Wien 1875. (M. T. XVI, XVII.)
Hörnes, M., Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. III, IV.) Wien 1856—1870. (Text und Atlas.)
Hörnes, R., Die *Valenciennesia*-Mergel von Beocsin. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIV.) Wien 1874. (M. T. III.)
— *Valenciennesia*-Schichten aus dem Banat. (Ebenda, XXV.) Wien 1875. (M. T. II, III.)
— Sarmatische Conchylien aus dem Ödenburger Komitat. (Ebenda, XLVII.) Wien 1897. (M. T. II.)
— *Congeria Oppenheimi* und *Hilberi*, zwei neue Formen der *Rhomboidea*-Gruppe aus den oberen pontischen Schichten von Königsgnad, nebst Bemerkungen über daselbst vorkommende Limnocardien und Valenciennesien (Sitzungsb. d. k. Ak. d. W. M.-n. Kl. CX, I. Abt.) Wien 1901. (1 Tafel und 4 Textfiguren.)
Kittl, E., Über die miocänen Pteropoden von Österreich-Ungarn. (Ann. d. k. u. k. naturh. Hofm. I.) Wien 1886. (M. T. II.)
Klein v., Conchylien der Süßwasserkalkformation Württembergs. (Württ. nat. Jahrb. IX.) Stuttgart 1853. (M. T. V.)

Kobelt, W., Die Familie der Auriculaceen. II. (Martini u. Chemnitz, Systematisches Conchylienkabinett. I, 16, 2.) Nürnberg 1901.

Kormos, Th., Beiträge zur Kenntnis der thermalen *Melanopsis*-Arten von Püspökfürdő bei Nagyvárad. (Földt. Közl. XXXIII.) Budapest 1903. (M. T. XIII.)

Krauss, F., Mollusken der Tertiärformation von Kirchberg a. d. Iller. (Württ. nat. Jahrh. VIII.) Stuttgart 1852. (M. T. III.)

Lörenthey, J., Die pontische Stufe und deren Fauna bei Nagy-Mányok im Komitat Tolua. (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. IX.) Budapest 1890.

— Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Komitats und Siebenbürgens. (Orvos-term. tud. értesitö 1893, évf. II. Term. tud. szak.) Klausenburg 1893. (M. T. IV.)

— Die oberen pontischen Sedimente und deren Fauna bei Szegzárd, Nagy-Mányok und Árpád. (Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. X.) Budapest 1893.

— Beiträge zur oberpontischen Fauna von Hidasd im Komitat Baranya. (Földt. közl. XXIV.) Budapest 1894.

— Die pontische Fauna von Kurd im Komitat Tolna. (Földt. közl. XXIV.) Budapest 1894. (M. T. I, II.)

— Neuere Daten zur Kenntnis der oberpontischen Fauna von Szegzárd. (Term. füz. XVIII.) Budapest 1895. (M. T. VIII.)

— Einige Bemerkungen über *Papyrotheca*. (Földt. Közl. XXV.) Budapest 1895.

— Foraminiferen der pannonischen Stufe Ungarns. (N. Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. 1900, II) Stuttgart 1900.

— Die pannonische Fauna von Budapest. (Palaeontographica XLVIII.) Stuttgart 1902. (M. T. IX—XXI.)

— Einige Bemerkungen über *Orygoceras Fuchsi Kittl sp.* (Földt. közl. XXXIII.) Budapest 1903.[1])

Lomnicki, A. M., Slodwodny utwór na Podolu galicyjskiem (Sprawozdanie Komisyi fisyograficznéj Akad. Umiej. w Krakowie, XX.) Krakau 1886. (M. T. I—III.)

— Die tertiäre Süßwasserbildung in galizisch Podolien. (Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1886.) (Deutscher Text zu voriger Abhandlung.)

Martens, E. v., Die Gattung *Neritina* (Martini u. Chemnitz: Systematisches Conchylienkabinett. II, 10.) Nürnberg 1879. (Mit Atlas.)

Michaud, G., Description des coquilles fossiles découvertes dans les environs de Hauterive (Drôme). (Act. de la soc. Linn. de Lyon.) Lyon 1855. (M. T. IV, V.)

Möllendorf, O. F. v., Materialien zur Fauna von China. (Malak. Bl. N. F. 10.) Kassel 1888. (M. T. IV.)

Neumayr, M., Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen: I. Die dalmatinischen Süßwassermergel; II. Die Congerienschichten in Kroatien und Westslavonien. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XIX.) Wien 1869. (M. T. XI, XII und XIII, XIV.)

— — V. Tertiäre Binnenmollusken aus Bosnien und der Herzegovina. (Ebenda, XXX.) Wien 1880. (M. T. VII.)

— Über einige Süßwasserconchylien aus China (Mit 2 Textfiguren) und

— Über einige tertiäre Süßwasserschnecken aus dem Orient. (N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. 1883, II.) Stuttgart 1883. (M. T. I.)

— Süßwassermollusken in: Wissenschaftliche Ergebnisse der Reise des Grafen Béla Széchenyi in Ostasien 1877—1880. II. Budapest 1887. (M. T. I—IV.)

Neumayr, M. und Paul, C., Die Congerien- und Paludinenschichten Slavoniens und deren Faunen. (Abh. d. k. k. geol. R.-A. VII.) Wien 1875. (Mit Atlas.)

Oppenheim, P., Die Gattungen *Dreissensia van Beneden* und *Congeria Partsch*, ihre gegenseitigen Beziehungen und ihre Verteilungen in Zeit und Raum. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XLIII.) Berlin 1891.

— Über innere Gaumenfalten bei fossilen Cerithien und Melaniaden. (Ebenda, XLIV.) Berlin 1892. (Mit Textfig.)

Pavlović, P. S., Грађа за познавање терцијара у Старој Србији. (Ann. geol. Balk. VI, I.) Belgrad 1903. (M. T. III—IX.)

[1]) Lörenthey, J., Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. (Resultate der wissenschaftl. Erforschung des Balatonsees, I. Bd., I. T., Pal. Anh.) Budapest 1906. (Mit 3 Tafeln und 12 Textfiguren.) Ging mir leider erst nach Abschluß dieser Arbeit zu.

Penecke, K. A., Beiträge zur Kenntnis der Fauna der slavonischen Paludinenschichten. (Beitr. z. Pal. Öst.-Ung. u. d. Or. III, IV.) Wien 1884, 1886. (M. T. XV—XIX.)
Reuss, A. E., Die tertiären Süßwassergebilde Böhmens und ihre fossilen Thierreste (Mollusken). (Paläontographica. II.) Stuttgart 1852. (M. T. I—VI.)
— Die fossilen Mollusken der tertiären Süßwasserkalke Böhmens. (Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. XLII.) Wien 1860. (M T. I—III.)
— Paläontologische Beiträge. (II. Folge.) 5.—7. (Ebenda, LVII.) Wien 1868. (M. T. I—III.)
Rolle, F., Die Lignitablagerung des Beckens von Schönstein in Untersteiermark und ihre Fossilien. (Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. XLI.) Wien 1860. M. T. I—III.)
— Über einige neue oder wenig gekannte Molluskenarten aus Tertiärablagerungen. (Ebenda, XLIV.) Wien 1861. (M. T. I, II.)
Rossmässler, E. A. und Kobelt, W., Iconographie der Land- und Süßwassermollusken Europas. Bd. III, 1, 2. Leipzig 1851. (Mit Tafeln.)
Roth, L. v., Beitrag zur Kenntnis der Fauna der neogenen Süßwasserablagerungen im Széklerlande. (Földt. közl. XL.) Budapest 1881.
Sacco, F., Nuove specie fossili di Molluschi lacustri e terrestri in Piemonte. (Atti d. R. Ac. di sc. di Torino. Vol. XIX.) Turin 1884. (1 Tafel.)
— Fauna malacologica delle alluvioni plioceniche del Piemonte. (Mem. d. R. Ac. di sc. di Torino ser. II, t. XXXVII.) Turin 1885. (M. T. I, II.)
— Rivista della fauna malacologica fossile terrestre, lacustre e salmastra del Piemonte. (Bull. d. soc. mal. It. XII.) Pisa 1887.
— Aggiunte alla fauna malacologica estramarina fossile del Piemonte e della Liguria. (Mem. d. R. Ac. Tor. ser. II, t. XXXIX.) Turin 1888.
— I Molluschi dei terreni tertiarii del Piemonte e della Liguria. XVIII. 1895 (m. T. I); XX, 1896 (m. T. I—V); XXII, 1897 (m. T. I—X).
Sandberger, F., Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. Wiesbaden 1863. (Mit 35 Tafeln.)
— Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. Wiesbaden 1870—1875. (Mit 36 Tafeln.)
— Bemerkungen über tertiäre Süßwasserkalke aus Galizien. (Verh. d. k. k. geol. R.-A.) Wien 1884.
— Weitere Mitteilung über tertiäre Süß- und Brackwasserbildungen aus Galizien. (Ebenda, 1885.) Wien 1885.
— Fossile Binnenconchylien aus den Inzersdorfer (Congerien-) Schichten von Leobersdorf in Niederösterreich und aus dem Süßwasserkalk von Baden. (Ebenda, 1885.) Wien 1885.
— Bemerkung über einige Binnenconchylien des Wiener Beckens. (Ebenda, 1886.)
— Bemerkungen über fossile Conchylien aus dem Süßwasserkalke von Leobersdorf bei Wien (Inzersdorfer Schichten). (Ebenda, 1886.) Wien 1886.
— Die fossilen Binnenconchylien des Hornsteins von Dukovan bei Oslawan in Mähren. (Ebenda, 1886.) Wien 1886.
— Bemerkungen zu den neueren Veröffentlichungen Lomnickis über die tertiären Brack- und Süßwasserbildungen Galiziens. (Ebenda, 1887.) Wien 1887.
— Schubert, R. J., Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs. I—III. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 51, 55 und 56.) Wien, 1901, 1905, 1906. (Mit 6 Tafeln.)
Stefanescu, S., Études des terrains tertiaires de Roumanie. Contribution a l'étude des Faunes sarmatique, pontique et levantine. (Mém. de la soc. géol. de France, Pal. VI.) Paris 1896.
Stoliczka, F., Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Cerithien- und Inzersdorfer Schichten des ungarischen Tertiärbeckens. (Verh. d. zool.-bot. Ges. XII.) Wien 1862. (M. T. XVII.)
Sturany, R., Zur Molluskenfauna der europäischen Türkei. (Ann. d. k. u. k. naturh. Hofm. IX.) Wien 1894. (M. T. XVIII—XX.)
Tournouër, M., Étude sur les fossiles tertiaires de l'île de Cos. (Ann. sc. de l'éc. norm sup. II. sér., T. V.) Paris 1876. (M. T. III, IV.)
Unger, F., Die Pflanzenreste der Lignitablagerung von Schönstein in Untersteiermark. (Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wiss. XLI.) Wien 1860. (M. T. VI, V.)

NB. Bei den Literaturangaben über die einzelnen Arten habe ich die Titel meist gekürzt in „Fauna von ....", bei kurzen Notizen nur den Namen des Verfassers und die Zeitschrift angegeben.

Das Blühnbachtal.

Von Eberhard Fugger.

Mit 9 Zinkotypien im Text.

In den Kalkalpen Salzburgs öffnet sich am linken Ufer der Salzach bei der Haltestelle Konkordiahütte (520 *m*) ein weites Tal zwischen Hagengebirge und Übergossener Alpe, das Blühnbachtal. Es erstreckt sich von O nach W, von der Salzach bis zum Blühnbachtörl ungefähr 12 *km*, anfangs zwischen grünenden Alpen, weiterhin zwischen herrlichen Berghängen, deren Fuß hoch hinauf mit Wald bestanden ist, über welchen, besonders an der Nordseite, steile, kahle Felswände emporragen. Es ist landschaftlich eines der schönsten Täler der Kalkalpen. Der Eingang ins Tal ist eine ziemlich weite Ebene, bald aber verengt sich dasselbe zu einer engen Klamm, der sogenannten Hundskehle. Durch diese führt eine neue Straße direkt an dem tiefgrünen Bach, dessen Wasser sich den größten Teil des Jahres hindurch durch vollkommene Klarheit auszeichnet; die alte Straße zieht an der linken Talwand hoch über der Tiefe hin.

Ungefähr 5·5 *km* Luftlinie von Konkordiahütte entfernt steht das mächtige alte Jagdschloß (819 *m*). Hier „erschließt sich das bis dahin noch enge Tal zu einem weiten, prächtigen Amphitheater; gerade im S steigen die ungeheuren Wände der Übergossenen Alpe auf mit weit vorspringenden Felsenschneiden und Hörnern; im W umzieht der Berchtesgadener Felsengurt den Hintergrund. Aus ihm ragt das Alpriedelhorn (2349 *m*) und das Große (2361 *m*) und Kleine (2288 *m*) Teufelshorn, welche sich jenseits im Obersee spiegeln, auf; zwischen dem ersteren und den beiden letzteren bringt ein ebenso beschwerlicher als lohnender Steig durch das Blühnbachtörl (2034 *m*) zum Obersee in Berchtesgaden. Im N baut sich die Gebirgswelt des Hagengebirges auf mit den herrlichen Spitzen des Raucheck (2390 *m*) und des Hochgschirr (2261 *m*). Aus dem Hintergrunde des Tales führt ein zweiter, ebenfalls beschwerlicher Fußweg über das Marterl und die Urslauer Scharte (2283 *m*) westlich der Übergossenen Alpe hinüber nach Hintertal und Saalfelden“ (Schaubach).

Unter der Regierung des Erzbischofs Siegmund hatte man der Mündung des Blühnbachtales gegenüber am rechten Salzachufer am Fuße des Tännengebirges reichhaltige Eisenerze entdeckt und deshalb ein Hüttenwerk, das „Blahhaus“, errichtet; von 1763—1766 wurde

auch mit Glück gebaut, indem ein Zentner Eisenstein 60—80 Pfund Eisen gab; allein das Erz schnitt sich gänzlich aus. Das Hüttenwerk wurde jedoch nicht aufgelassen, sondern es wurden in demselben nunmehr die Eisenerze des Immelau- und Höllgrabens verarbeitet, von welch letzterem Orte die Brauneisenerze noch heute im Blahhaus, jetzt Konkordiahütte genannt, verschmolzen werden.

Der Talboden.

Die Gebäulichkeiten und Werkstätten des Hüttenwerkes bedecken einen großen Teil der Alluvialebene, welche etwa 70—80 *m* weit und über 600 *m* lang ist. Sie wird vom Blühnbach von W nach O durchflossen. An der Südseite dieser Ebene steigen die Abhänge des Schartenberges in die Höhe, an der Nordseite erhebt sich eine Diluvialterrasse von 10 bis 12 *m* Höhe, welche aus Konglomerat und Schotter aufgebaut ist. Auf der Terrasse liegen einzelne Gehöfte, an ihrem östlichen Fuße zieht sich längs der Salzach die Reichsstraße in der Richtung von S nach N.

Der Schartenberg, auf dessen Höhe von Konkordiahütte her ein Drahtseil reicht, welches den Beginn der zum Bergbau Höhln führenden Seilbahn bildet, zeigt in den unteren Partien seiner Nordseite außerordentlich hübsche Felsbildungen, einzelne Dolomitsäulen und -nadeln, welche aus dem Fichtenwald emporragen. Der Fuß des Berges ist mit Vegetation bedeckt und trägt das altertümliche Gehöft Windbichl, in dessen Nähe zwei alte Stollen auf Eisenerz bestanden. Unmittelbar hinter diesem Hofe biegt der Schartenbach nach Ost ab, um in die Salzach zu münden. Dieser Bach entspringt in ungefähr 800 *m* Meereshöhe in der Nähe der Häusergruppe Scharten aus zwei Quellen, welche sich nach kurzem Laufe vereinigen und einen tief eingeschnittenen Graben bilden. An beiden Ufern steht Wettersteindolomit, am rechten tiefer unten schwarzer Gutensteiner Dolomit an, während im Graben selbst die Carditaschiefer und tiefschwarze Raibler Kalke auftreten. Letztere sind in Platten von etwa 10 *cm* Dicke gelagert und fallen steil nach W oder NW ein. In der Höhe von 695 bis 675 *m* kann man am rechten Ufer die Überlagerung des Gutensteiner Dolomits durch die Raibler Kalke deutlich beobachten. Tiefer unten sind die Raibler Schichten durch große Schuttmengen bedeckt, in welchen aber Halobienschiefer und Oolithe reichlich vertreten sind. Die Raibler Schiefer scheinen in die Wiesen beim unteren Schartenbauer hineinzustreichen.

Nordöstlich von Windbichl ist an der Reichsstraße an der Stelle, wo dieselbe wegen der Drahtseilbahn überbrückt ist, ein Steinbruch auf Gutensteiner Kalk. Westlich von Windbichl am Wege nach Schöberl fließt ein Bächlein über eine Wand in eine Lache ohne sichtbaren Abfluß; dasselbe sondert eine reichliche Menge von Kalktuff ab. Der Torbogen des Windbichlgutes besteht aus diesem Material.

Auf der Höhe der Terrasse, welche die Alluvialebene des untersten Blühnbachtales begrenzt, steht am Wege neben dem Graben bei Palfen Werfener Schiefer an in h 5 mit sehr steilem Fallen nach N.

Dieser reicht hinaus bis unterhalb Plaik; erst hier beginnt der Schotter, welcher teilweise in Konglomerat übergegangen ist.

Im W der Alluvialebene tritt an beiden Talseiten aus dem Schotter der Gutensteiner Kalk zutage, in den Bach ist hier ein Wehr gebaut. Der Schotter ist am rechten Ufer schön aufgeschlossen, bachauswärts fallend, direkt dem Gutensteiner Kalk aufgelagert. Von hier ab führt die neue Straße durch die enge Schlucht, die Hundskehle, welche eine Länge von mehr als 2·5 *km* besitzt, den Bach entlang an dessen linkem Ufer aufwärts. Am rechten Ufer sieht man am Wehr den Gutensteiner Kalk geschichtet in h 2 mit Einfallen von 60—70° nach SO; am linken Ufer ist er stark verdrückt, fast NS streichend, steil nach W fallend, oft nahezu senkrecht. Es ist ein schwarzer Kalk mit zahlreichen weißen Adern und sehr dünnschichtigen, schwarzen, schiefrigen Zwischenlagen. Am linken Ufer, an der Straße, ist der Gutensteiner Kalk nur 43 Schritt lang aufgeschlossen; am rechten ist er noch 100 Schritt weiterhin sichtbar, dann ist dort der Boden auf eine lange Strecke hin mit Vegetation bedeckt, am linken Ufer dagegen beobachtet man nur Schutt und Moräne. Erst 190 Schritt vom Wehr taucht unter dem Schutte das Gipsgebirge und verwitterter Werfener Schiefer auf bis zur Höhe von einem Meter über der Straße, bedeckt nach oben hin von Schutt und Moräne. Dieser Aufschluß besitzt jedoch nur eine Länge von 10 Schritt, dann ist von hier bis zur Mündung des Zwischeckbaches wieder nur Schutt und Moräne bloßgelegt. Auch am rechten Ufer beobachtet man als scheinbaren Untergrund des Gutes Mais dasselbe Material.

Der Zwischeckgraben legt überall das Gipsgebirge bloß, nicht nur bei seiner Mündung, sondern bis hinauf zur Brücke der alten Straße und noch weiter. Ich konnte vor etwa 25 Jahren nachstehende Schichtenfolge von oben nach unten beobachten:

Hangend: Schwarzgrauer Kalk, vollkommen dicht, von flachmuscheligem Bruch, ohne Spatadern;
brüchige Mergel, 1 *m*;
schwarzer Kalk, 2 *m*;
brüchige Mergel, 3 *m*;
schwarzer Kalk, feinkörnig, fast dicht, dolomitisch, mit wenigen, außerordentlich feinen Kalkspatadern, 40 *cm*;
Mergel, 2—3 *m*;
Haselgebirge: gelbe Sandsteine, teilweise mit Aragonit,
graue Sandsteine,
wechsellagernd {
schwarze und graue Mergelschiefer mit Gips,
Gipsflöze, teilweise mit Holzstruktur,
grüne Mergel,
gelbe Mergel,
seltener rote Schiefer.
}

Sowie man die Brücke über den Zwischeckbach auf der neuen Straße überschritten hat, wandert man 140 Schritt lang wieder an Schutt und Moräne vorüber, in welchen nur auf eine Strecke von etwa 22 Schritt unten das Gipsgebirge auftaucht. Weiterhin beobachtet

man durch 50 Schritt den Schutt unten in das Gipsgebirge hineingepreßt. An einer Stelle von etwa 10 *m* Länge sieht man oben das Gipsgebirge, darunter kleinkörniges Konglomerat, unter diesem Schichten von erhärtetem Lehm von 1—2 *cm* Dicke mit Zwischenlagen feinen Sandes und ganz unten weichen Gletscherlehm von gelber Farbe, etwa 70 *cm* über das Niveau der Straße reichend.

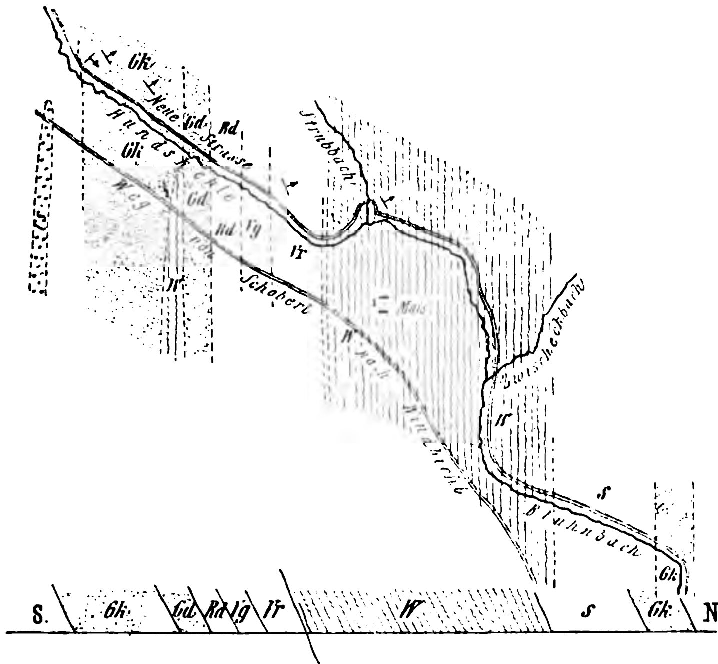
Nun folgt Gipsgebirge, und zwar durch 230 Schritt schwarze, zum Teil glänzende Schiefer mit einzelnen Einlagen von Gips, dann durch weitere 240 Schritt bröckliges Gipsgebirge, stellenweise mit Schotter bedeckt; hierauf folgt roter Werfener Schiefer. Die Straße biegt in den Strubgraben ein; am linken Ufer des Grabens sind Werfener Schiefer, teilweise mit reichlicher Einlagerung von Gips aufgeschlossen; am rechten Ufer steht Glanzschiefer mit Gips an, welcher bis hinaus in den Blühnbachgraben fortsetzt. Hierauf folgt Schutt und Moräne und verwitterter Werfener Schiefer, dessen Schichtung hier in h 5 mit 50° Einfallen nach N zu beobachten ist. 110 Schritte vom Straßenübergang über den Strubbach enden die Werfener Schiefer, eine Bruchlinie zieht durch und nun beginnen Kalke von grauer bis bläulichgrauer Färbung, welche an den Schicht- und Bruchflächen rot verwittern und welche ich für Virgloria- oder noch mehr für Reiflinger Kalke halte. Sie sind vielfach verdrückt, gepreßt und gespalten, mit zahlreichen Rutschflächen. Gegenüber am rechten Ufer des Blühnbaches sieht man an den Wänden unter dem Maisgute dieselben Kalke anstehen und ebenso an der Berglehne an dem Wege, der hinter dem Gute zum Schöberl hinzieht.

An diesen Kalken hin wandert man durch 342 Schritt; in dieselben sind die beiden Tunnels eingesprengt, der eine von 70, der andere von 20 *m* Länge. Weiterhin folgen dieselben grauen Kalke, jedoch ohne rote Verwitterungsflächen, geschichtet, durch 140 Schritt. In ihren südlichsten Partien sind sie vielfach knollig und mit nesterförmiger Oberfläche. Sie streichen in h 5 und fallen unter 35° gegen N. Unter diesen Kalken, südlich von ihnen, treten verschiedene Dolomite auf: Wettersteindolomit durch 100 Schritt, dann dunkler (65 Schritt) und heller (20 Schritt) Ramsaudolomit. Nach diesem ist das Gehänge auf 35 Schritt mit Schutt bedeckt, hierauf folgen Schichten von wenigen Metern eines dichten, glänzenden, bläulichen Kalkes und durch 128 Schritt dunkler Gutensteiner Dolomit. Den Schluß dieses interessanten, durch die neue Straße geschaffenen Aufschlusses bildet geschichteter Gutensteiner Kalk mit steilem nördlichen Einfallen durch eine Strecke von 529 Schritt. Er ist auch auf dem rechten Ufer aufgeschlossen und bildet hier schöne Wände, die direkt aus dem Bache fast senkrecht und dünnbankig emporstehen. An der Straße sind die dunklen, stellenweise weißadrigen Kalke an manchen Punkten, besonders in ihren nördlicher gelegenen Partien überhängend, weiter taleinwärts vielfach verdrückt und von Bruchlinien durchzogen. Noch weiter am Bache aufwärts sind sie wieder schön geschichtet und mit geringerem Neigungswinkel, etwa 50°, nach N fallend. 130 Schritt vor dem südlichen Ende des ganzen Aufschlusses treten auf eine Länge von zirka 12 *m* Einlagerungen von dünnschichtigen, pechschwarzen Schiefern auf und den Beschluß bilden dünnschichtige

schwarze Kalke mit weißen Adern, welche in h 5, 7° streichen und unter 75° nach N fallen.

Der ganze durch den Bau der Straße geschaffene Aufschluß von dem Wehr bis zum inneren Ende der Gutensteiner Kalke besitzt eine Länge von mehr als 2900 Schritt. Die Figur 1 stellt den Plan dieses Terrains, und darunter das Profil desselben dar.

Fig. 1.



Die neue Straße im Blühnbachtale.

Kartenskizze und Profil.

Maßstab: 1:12.500.

W. Werfener Schiefer und Gips. — *Gk.* Gutensteiner Kalk. — *Gd.* Gutensteiner Dolomit. — *Rd.* Ramsaudolomit. — *Vg.* Grauer Reiflinger Kalk. — *Vr.* Roter Reiflinger Kalk. — *Cs.* Raibler Schiefer. — *S.* Schutt und Moräne.

Wandert man am rechten Ufer auf dem Wege von Windbichl nach Schöberl, so findet man wenig Aufschlüsse. Nach den grauen Kalken mit roter Verwitterung trifft man zahlreiche Blöcke eines hellen Dolomits von ansehnlicher Größe, sie entsprechen sicher dem Ramsaudolomit der neuen Straße; anstehend sind sie nicht zu sehen, dagegen bilden sie den Hügel mit der Höhenangabe 938 *m*, an dessen Fuß der Weg hinführt. Bevor man den ersten Graben zwischen Mais und Schöberl erreicht, treten zuerst rote und dann kalkige gelbe Werfener Schiefer auf, welche vom Südwestgehänge des Hügels 938

herabziehen; dann folgt Gutensteiner Dolomit, dunkelgefärbt mit weißen Adern, stellenweise in schönen Wänden, weiterhin Gutensteiner Kalk in Schichten von 5 bis 10 *cm* Mächtigkeit mit sehr steilem Einfallen nach N. Dieser ganze Aufschluß von Gutensteiner Dolomit und Kalk hat eine Länge von etwa 40 *m*. Bis hierher stimmen — mit Ausnahme des Aufbruches der Werfener Schiefer — die Kalkaufschlüsse des linken und rechten Ufers des Blühnbaches vollkommen überein.

An der Straße am linken Ufer ist von dem Ende der zuletzt beschriebenen Kalke an einwärts das Gehänge vollkommen mit Schutt und Moräne bedeckt; hinter und unter dieser Decke zieht der Gutensteiner Kalk in nordöstlicher Richtung aufwärts und ist an der hochgelegenen alten Straße wiederholt aufgeschlossen. Erst etwa 180 Schritt, bevor man den Wald verläßt und auf die Wiese beim Schlosse hinaustritt, tauchen aus dem Schutt die Werfener Schiefer empor, welche beim Maiergut etwa bis in die Meereshöhe von 900 *m* reichen und auch an der Straße auf der vorhergenannten Wiese hie und da zum Vorschein kommen.

Am rechten Ufer findet man nach dem vorher erwähnten, 40 *m* langen Aufschlusse von Gutensteiner Dolomit und Kalk beim zweiten Seitengraben zwischen Mais und Schöberl typische Halobienschiefer und Oolithe, welche wahrscheinlich mit den Carditaschichten der Eisbachalpe und des Kammpunktes 1163 zusammenhingen, deren Zusammenhang jedoch denudiert wurde. Sie bilden am Wege einen Streifen von nur wenigen Metern Breite, reichen aber mindestens bis in die Höhe von 850 *m* hinauf. Nachdem man diese Lage passiert hat, sieht man noch durch eine kurze Strecke hin die dünnplattigen schwarzen Gutensteiner Kalke und dann findet man weiterhin keinen Aufschluß mehr bis Schöberl. Die Aufschlüsse am Fuß des Gehänges am rechten Ufer sind auch wieder taleinwärts sehr unbedeutend und wo sie vorhanden sind, bieten sie nur Schutt oder Moräne. Erst gegenüber dem Maiergute tritt Werfener Schiefer aus dem Schutt hervor. Die höheren Partien, über 900 *m*, gehören dem Gutensteiner Kalk an.

Unmittelbar vor dem Zaun beim Jagdschloß treten an der neuen Straße gelbe Werfener Schiefer auf, sonst allenthalben nur Schutt.

Der Fahrweg, welcher vom Schloß einwärts führt, überschreitet eine Reihe von Gräben, die ins Tal münden. Im ersten Graben, dem Hundskargraben, findet man noch viele Trümmer von Werfener Schiefern, die vom Fuß des Hagengebirges herabkommen. Bevor man den Ochsenkargraben erreicht, beobachtet man am Wege auf eine kurze Strecke Werfener Schiefer anstehend; im Graben selbst, unmittelbar unter der Brücke, sah ich sie im August 1881 als grüne und rote Schieferfelsen in h 7 streichen und unter 50° nach NNO fallend; die grünen Schiefer enthielten Schnüre von Gips. Gegenwärtig ist die Bachsohle mit riesigen Schuttmassen bedeckt, meist verschiedenen Kalken und Dolomiten, aber auch mit einzelnen Stücken von Halobienschiefern. Auch im Schutt der folgenden Gräben: Tropfgraben, Sulzenkargraben und Vorderen Rußbachgraben liegen lose Platten von Halobienschiefer, im letztgenannten Graben außerdem noch typische Carditaoolithe sowie die grellgelben und schwarzen

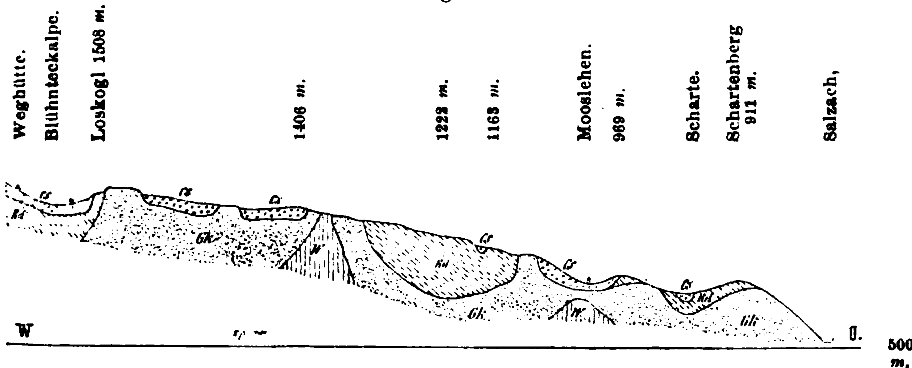
Kalke und Kalkmergel mit den Cidaritenkeulen, gesägten Stacheln und dergleichen. Dagegen konnte weder Bittner (1883) noch ich (1905 und 1906) irgendeine Spur von Carditagestein im Mittleren und Hinteren Rußbachgraben finden. Ebensowenig sah ich solches Gestein in den zahlreichen Schuttgräben der Vorderen Hauslalpe.

Das Quellterrain des Blühnbaches, der Tennboden, sowie der tiefe Graben, in welchem der Blühnbach auswärts fließt, ist nur kolossales Schutterrain und verdeckt jedes anstehende Gestein. Auch die Hauslalpe ist mit Schutt, teilweise mit mächtigen Felstrümmern überdeckt.

Der Blühnteckzug.

Während die linke Talseite und der Hintergrund des Tales von hohem, schroffem Gebirge gebildet wird, zeigt die rechte Seite diese Erscheinung nur in ihrem westlichen Teile; der östliche Zweig ist ein verhältnismäßig niedriger Höhenzug. Derselbe beginnt im Salzachtal mit dem Schartenberg, welcher steil aus dem Tale aufsteigt und dessen höchste Erhebung 911 *m* über dem Meere beträgt. Südlich vom Schartenberg, in der Scharte (835 *m*), zweigt ein kleiner Seiten-

Fig. 2.



Profil durch den Blühnteckzug.

Maßstab: 1:50.000.

W. Werfener Schiefer. — *Gk.* Gutensteiner Kalk. — *Rd.* Ramsaudolomit.
Cs. Raibler Schiefer und Kalk.

kamm gegen W ab, welcher in einem Hügel, 938 *m*, kulminiert, während der Hauptkamm anfangs gegen SSW zieht (Kulminationspunkt 969 *m*) und sich dann nach der Einsenkung beim Mooslehen ziemlich genau nach SW erstreckt. Vom Mooslehen weg erhöht sich der Kamm allmählich und ziemlich gleichmäßig bis zum Blühnteck- oder Loskogl (1508 *m*), senkt sich dann, die bisherige Richtung in eine beinahe westliche ändernd, zur Blühnteckhütte (1447 *m*), um von hier in rascherer Erhebung zur Wegalphütte und Rettenbach-

alpe (1623 *m*) anzusteigen und etwa 40 *m* höher an den schroffen Felswänden der Übergossenen Alpe zu enden.

Der hier in Rede stehende Höhenzug, der Blühnteckzug, zeigt äußerst verworrene geologische Verhältnisse (Fig. 2).

Am Fuße des Schartenberges, auf der Höhe der Reichsstraße zwischen demselben und dem Werfener Schloßberg steht schwarzer Gutensteiner Kalk, teilweise dolomitisch ausgebildet an. Aber schon eine kurze Strecke unterhalb dieser gegen Konkordiahütte hin, 30 Schritt oberhalb *km* 44·0 der Straße, beginnen die Halobienschiefer und Oolithe, welche sich längs der Straße mehr als 200 Schritt weit verfolgen lassen, dann wieder von Gutensteiner Dolomit begrenzt werden, in welche an einer Stelle fast senkrecht stehende geschichtete Kalke eingelagert sind. Die Raibler Schichten sind meist ungeschichtet und verdrückt, an einer Stelle jedoch — 117 Schritt unterhalb *km* 44·0 — glaubte ich eine steile Schichtung mit Einfallen nach NNW beobachten zu können.

Diese Raibler Schiefer ziehen an der Ostseite des Schartenberges hinauf zum Riesgut; man beobachtet sie auf der Wiese unmittelbar unterhalb des Gutes an der Ostseite des Gehänges, auf der Einsattlung selbst lassen sie sich nicht nachweisen. Unter den Raibler Schichten steigen an der Ostseite des Schartenberges die dunklen Gutensteiner Dolomite empor, welche nach oben zu allmählich in helleren Ramsaudolomit übergehen. Dieser bildet die Kuppe und den westlichen Abhang des Schartenberges, während der Nordfuß die dunklen Gutensteiner Dolomite und Kalke bloßlegt.

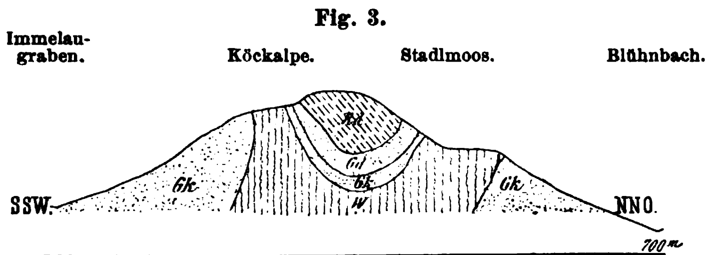
Am Südwestfuße des Schartenberges liegt die Häusergruppe Scharten (859 *m*), von welcher ein enger, aber ziemlich tief eingerissener Graben, der schon besprochene Schartengraben, zum Windbichlgute hinabführt, bei demselben östlich abbiegt und in die Salzach mündet. In diesem Graben beobachtet man, wie eingangs erwähnt, zu beiden Seiten Dolomite, in der Sohle des Grabens jedoch tiefschwarze, steilgeschichtete Raibler Kalke, welche im allgemeinen nach W einfallen. Auch die Häusergruppe Scharten liegt auf Schichten desselben geologischen Horizonts, nämlich auf den Halobienschiefern, welche sich am Nordfuße des Hügels 938 nach W hinziehen, während der Hügel selbst aus Ramsaudolomit besteht. Im SO und SW des Hügels lagern Werfener Schiefer. Der östlich davon aufsteigende Hügel 969 zeigt in seinen unteren Partien dunklen Gutensteiner, in seinen oberen hellen Ramsaudolomit.

Die tieferen Partien des Blühnteckzuges bis zum Sackgraben hin gehören dem Gutensteiner Kalk und Dolomit an; nur in den beiden von der Eisbachalpe hinabziehenden Gräben sind andere Etagen bloßgelegt: im östlichen Werfener, im westlichen Raibler Schiefer.

Eine Wanderung über die Höhe des Blühnteckkammes bringt uns in verschiedene Schichten. Aus den Werfener Schiefern im S des Hügels 938 bei Schartenreut gelangt man in Gutensteiner Kalke, welche nach oben in Ramsaudolomite übergehen und bei der Eisbachalpe von Raibler Schiefern überlagert werden, die in einem breiten Band über den Höhenpunkt 1163 hinziehen. Beim weiteren

Vorschreiten gelangt man wieder auf Ramsaudolomit und etwa in 1320 *m* Höhe auf Gutensteiner Dolomit und unterhalb der Kammhöhe sieht man hier zu beiden Seiten derselben, auf der Blühnbachseite im Stadlmoos, die Werfener Schiefer bloßgelegt (Fig. 3). Die kleine Hochfläche 1406 zeigt uns wieder Raibler Schiefer, dann folgt eine kurze Strecke mit Gutensteiner Dolomit und von dem Höhenpunkte 1425 an führt der Weg auf Raibler Schiefer fort bis zur Blühnteckalpe und von dieser weiter aufwärts über Wegalphütte und Rettenbachalpe bis ans Hochgebirge. Nur der kleine Kogel un-

Fig. 3.



Profil durch den Blühnteckkamm beim Stadlmoos.

Maßstab: 1:31.250.

W. Werfener Schiefer. — *Gk.* Gutensteiner Kalk. — *Gd.* Gutensteiner Dolomit. *Rd.* Ramsaudolomit.

mittelbar östlich der Blühnteckalpe, der Blühnteck- oder Loskogl (1508 *m*) ragt aus den Raibler Schiefern empor und zeigt an seiner Ostseite Gutensteiner, an der Westseite Ramsaudolomit.

Am Blühnteck bestand seinerzeit der Bergbau Rohralpe auf Zinksilikat.

Die Raibler Schiefer bedecken hier ein weites Terrain, sie reichen zwar nur sehr wenig weit ins Immelautal hinüber, dagegen erstrecken sie sich ins Blühnbachtal bis zur Isohypse 1200 hinab, im Vorderen Saurückengraben sogar bis 1100 *m*.

Das Wasserkar.

Vom Nordgehänge des Blühnteckzuges sowie von dem sich im W an denselben anschließenden Vorder-, Mitter- und Hinter-Aibleck ziehen zahlreiche Gräben zu Tal, aber alle diese sind nur wenig tief eingerissen und bewirken eine kaum merkliche Gliederung des Gehänges. Der Fuß des Nordgehänges des Aibleck ist bis 950, am Hinter-Aibleck bis 1000 *m* Meereshöhe mit gewaltigen Schuttmassen bedeckt; aus demselben tritt am Vorder-Aibleck bis zur Höhe von 1200, am Hinter-Aibleck bis zu 1100 *m* der Gutensteiner Kalk, in seinen oberen Partien dolomitisch zutage, überlagert von Ramsaudolomit, welcher von Raibler Schiefern, die von der Rettenbachalpe herüberziehen, überdeckt wird. Diese reichen am Vorder-Aibleck bis 1400 *m*, am Hinter-Aibleck bis 1300 *m* und ziehen dann an der West-

seite des Hinter-Aibleck mit ausgesprochenem Einfallen nach S in das Wasserkar hinab, wo sie in ungefähr 1100 *m* Meereshöhe unter den Schuttboden eintauchen.

Südlich vom Aibleck erheben sich über den Raibler Schiefern die Felswände des Ewigen Schneegebirges, und zwar unmittelbar über den Schiefern geringmächtige Raibler Kalke und über diesen die dunklen, klotzigen Raibler Dolomite, deren Mächtigkeit immerhin 300 *m* und darüber beträgt und welche hier im Aibleckkopf (1960 *m*) kulminieren. Die Raibler Dolomite werden dann von Dachsteinkalken überlagert, welche das ganze Plateau des Ewigen Schneegebirges bilden.

Erst westlich von Aibleck zeigt die rechte Seite des Blühnbachtales eine mächtige Gliederung, welche durch zwei große Kare, das Wasserkar und die Seichen, zwischen denen das Niedertenneck hervorspringt, erzeugt wird.

Das Wasserkar ist ein Tal von etwa 700 *m* Breite und, vom Blühnbach bis zur ersten abschließenden Felswand des Hintergrundes gerechnet, von 2 *km* Länge, welches sich von S nach N öffnet. Sein Abfluß, der Wasserkarbach, mündet oberhalb des Jagdschlosses in etwa 890 *m* Höhe in den Blühnbach, die vorher erwähnte abschließende Wand im Hintergrund liegt in etwas über 1200 *m* Höhe, so daß die Steigung auf den Kilometer etwa 150 *m* beträgt. Der ganze weite Talboden ist mit Schutt bedeckt, zahlreiche Wasserfälle, die von den Felswänden herabstürzen, führen ihr Wasser dem Schuttboden zu, in welchem dasselbe versickert und erst nach einer Strecke von etwa 1·5 *km*, 50 Schritt oberhalb des sogenannten Kreidesteges als vollkommen klarer Bach zutage tritt.

An der rechten und linken Talseite des Wasserkar beobachtet man im nördlichen Teil in beiläufig 1000 *m* Höhe die Gutensteiner Kalke sich aus dem Schutt erheben, über diesen trifft man am Wege auf der rechten Talseite Ramsaudolomit als Rauhwacke anstehend. Weiterhin zieht zwischen Aibleck und Aibleckkopf ein Graben ins Kar herab; in diesem lagern die schwarzen Halobienschiefer taleinwärts, das ist nach S fallend; man sieht sie hier deutlich vom Hinter-Aibleck zu Tal ziehen, wo sie in ca. 1100 *m* unter dem Schutt verschwinden. Weiterhin trifft man in geringer Mächtigkeit dünnschichtige dunkle und auch helle Raibler Kalke und über ihnen, beziehungsweise beim Vordringen taleinwärts hinter ihnen, die grobknolligen Raibler Dolomite, welche bis zu 200 und 300 *m* emporragen und sodann von den schroffen, aber verhältnismäßig glatten Wänden des Hochgebirgskalkes gekrönt werden. Im Hintergrunde des Kars steigen die Raibler Dolomite direkt aus dem Schutt empor. In diesem Schutt findet man oberhalb des vom Aibleck herabziehenden Grabens Raibler Dolomite, Dachsteinkalke und hie und da rote Crinoidenkalke. Der Raibler Dolomit reicht an der rechten Talseite etwa bis 1450, an der linken bis kaum 1400 *m* empor.

Die linke Seite des Wasserkar bildet das Niedertenneck, welches in seinen nördlichen Partien bis oben hinauf — 1460 *m* — bewaldet ist, im Süden aber in schroffen Wänden aufsteigt bis zum Hochtenneck (2455 *m*), welches bereits dem Plateau des Ewigen

Schneeberges angehört. Der Hintergrund des Wasserkar steigt terrassenförmig auf, jede einzelne Terrasse ist reichlich mit Schutt bedeckt und zahlreiche Wasserrinnen entfließen demselben. Die oberen Terrassen gehören bereits dem Dachsteinkalk an. In der linken Ecke des Hintergrundes des Kars kommt ebenfalls ein Wasserfall über die Raibler Dolomite herab. Die große Runse rückwärts an der linken Talseite entblößt an beiden Seiten noch überall den Raibler Dolomit; weiter auswärts ist an dieser Talseite alles mit Vegetation

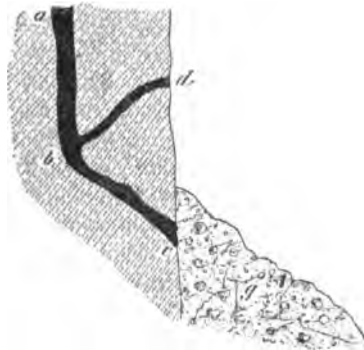
Fig. 4.



bedeckt, unter welcher nur hie und da der darunterliegende Ramsaudolomit und weiter auswärts der Gutensteiner Kalk sichtbar wird. Die Raibler Schiefer treten an der Ostseite des Niedertenneck nirgends zutage.

Interessant ist im Wasserkar der sogenannte W a n d b a c h. Wenig innerhalb der Stelle, wo man die plattigen Raibler Kalke an der rechten Talseite anstehend findet, sieht man an der Felswand etwa 10 *m* über dem Fuß derselben eine Spalte, aus welcher zeitweilig ein Bach, der W a n d b a c h, herausfließt. Die Wand selbst

Fig. 5.



erstreckt sich hier ziemlich genau in der Richtung von S nach N, die Spalte ist nahezu horizontal, also in derselben Richtung und nur wenig gegen N abwärts geneigt; sie ist etwa 2 *m* lang und an dem nördlichen Ende kaum $^1/_2$ *m* hoch, während sie gegen S allmählich enger wird; sie besitzt beiläufig die obenstehende Form (Fig. 4). Der Bach dringt zur Zeit der Schneeschmelze vormittag aus der Spalte und fließt bis zum Abend, hierauf versiegt er wieder bis zum nächsten Morgen, wo das Ausfließen neuerdings beginnt.

Die Erscheinung erklärt sich auf folgende Weise. Der unterirdische Bach, dessen Wasser von der Höhe des Gebirges kommt, hat seinen Ausflußkanal (Fig. 5) für gewöhnlich in der Richtung *a b c*. Ist der Zufluß des Wassers von oben nicht sehr bedeutend, so fließt dieses über die Rückwand des Kanals herab, tritt durch die außen von Schutt *g* verdeckte Öffnung *c* ins Freie und fließt unter demselben abwärts, um irgendwo an einem entfernten, tiefer gelegenen Orte zutage zu kommen und mit anderen Gewässern den Wasserkarbach zu bilden. Zur Zeit der Schneeschmelze sind die von der Gebirgshöhe durch den natürlichen Kanal in die Tiefe stürzenden Wassermassen so groß, daß das Kanalstück *bc* und die gewöhnliche Ausflußöffnung *c* dieselben nicht zu fassen vermögen, da sie gegenüber dem viel weiteren Zuflußkanal *ab* zu eng sind; die Wassermassen stauen sich in dem unteren Ausflußkanal *bc* und müssen daher auch durch die höhergelegene aufsteigende Abflußröhre *bd* austreten. Nachdem nun die Schneeschmelze hauptsächlich bei Tage vor sich geht, in den Nachtstunden dagegen sehr unbedeutend ist oder ganz ruht, so beginnt die Stauung der Schmelzwasser erst in den Vormittagstunden und endet am Abend, und so fließt der Wandbach zu dieser Zeit nur am Tage und verschwindet gegen Abend.

Auch während einer längeren Regenperiode beginnt der Wandbach zu fließen; in solcher Zeit ist sein Erscheinen natürlich nicht an die Tageszeit gebunden, sondern es hängt die Dauer seines Fließens von der Größe der Regenmenge und der Dauer des Regens ab. Während einer Regenperiode fließt er sohin ununterbrochen durch längere oder kürzere Zeit.

Der Wasserkarbach fließt mit den übrigen Gewässern des Kares, wie schon erwähnt, von der Ausflußspalte des Wandbaches an gerechnet noch nahezu 1·5 *km* unter dem Schutt des Grabens hin, bis er endlich in etwa 920 *m* Meereshöhe in der Nähe des Kreidesteges aus demselben hervorbricht. Als ich am 9. August 1906 morgens im Wasserkar aufstieg, floß aus der Spalte des Wandbaches kein Wasser, sein Bett war trocken; etwa um halb 11 Uhr sah ich von der linken Karseite aus den Wandbach fließen. Um 12 Uhr stand ich auf dem Kreidesteg, etwa 1·5 *km* unterhalb der Wandbachquelle, wenige Meter oberhalb des Steges floß etwas weniges, vollkommen klares Wasser aus dem Bachschutt heraus, der Wandbach kam aber erst allmählich herab und vermischte sich endlich mit dem klaren Wasser. Er hat also, um den Weg von 1500 *m* Länge zurückzulegen, mindestens $1^1/_2$ Stunden gebraucht, was sich leicht erklärt, wenn man bedenkt, wie viele Zwischenräume im Schutt er auszufüllen hatte, bis er von der Quelle zum Steg herabkam. Als ich etwa um 2 Uhr auf dem Steg stand, welcher bei der Mündung des Wasserkarbaches über den Blühnbach führt, war ersterer bereits mächtig angeschwollen.

Verfolgt man den Wasserkargraben vom Kreidesteg an längs seines linken Ufers abwärts, so beobachtet man nach 250 bis 300 Schritt am rechten Ufer unmittelbar über dem Wasserspiegel eine gelbliche homogene Masse von 2 *m* Höhe und 3 *m* Länge. Es ist dies eine Art Kreide, die aber bisher keine Verwendung gefunden hat. Sie ist von blaßgelber Farbe, weich und läßt sich

schneiden; die Untersuchung unter dem Mikroskop ergab, daß sie keine eigentliche Foraminiferenkreide, sondern nur Kalkschlamm ist, welcher sich aus den von den Kalkbergen kommenden Gewässern abgesetzt hat und erhärtet ist. Die gelbliche Färbung stammt wahrscheinlich von einem geringen Gehalt an Eisen.

Ca. 300 Schritt von dem oberen Kreidevorkommen bachauswärts sieht man sie am rechten Ufer 20 bis 30 *m* hoch über dem Bach anstehen und von nun an kann man dieselbe, obwohl sie meist von Bachschutt überdeckt ist, an einzelnen freiliegenden Stellen verfolgen bis hinaus zur Mündung des Wasserkargrabens in den Blühnbach. Die Gesamtstrecke dieses Kreidevorkommens beträgt sicherlich 1200 Schritte, ist jedoch, wie es scheint, nur auf das rechte Bachufer beschränkt. Unterhalb der Mündung in den Blühnbach ist die Kreide nirgends bloßgelegt.

Der Tennboden und die Seichen.

Das Wasserkar wird durch den Tenneckzug von der Seichen abgetrennt. Steigt man von N her auf das Niedertenneck, so wandert man vorerst über Gutensteiner Kalk und Gutensteiner Dolomit, der nach obenhin in Ramsaudolomit übergeht. Die Hochfläche südlich vom Niedertenneck trägt Halobienschiefer; sie wird im Hintergrund vom Predigstuhl begrenzt, einem Felskopf, der dem Raibler Dolomit angehört. Dieser letztere bildet dann weiterhin zackige Felswände, hinter und über denen sich die Dachsteinkalke in etwa 1700 *m* Meereshöhe erheben und den Felskamm bilden, dessen Kulminationspunkt das Hochtenneck (2455 *m*) ist.

Das Tal oder Kar, welches sich im W des Tenneckzuges ins Hochgebirge einschneidet, heißt in seinem unteren, nördlichen Teile der Tennboden, etwa bis zur Isohypse 1100 *m*, von da bis zum Hintergrund die Seichen. Dieses Tal ist bis hinaus zum Blühnbach fast 3 *km* lang bei einer Breite von 700 bis 800 *m*. Im großen und ganzen ist es dem Wasserkar ähnlich, nur steigt der Hintergrund nicht terrassenartig, sondern in steilen Wänden auf. Aus dem Hintergrund schaut der Hochseiler (2781 *m*) ins Tal, an der linken, westlichen Talseite erheben sich der Marterlkopf (2439 *m*) und das Reißhorn (2428 *m*) aus den steilen Talwänden. Erst in der kleineren, nördlichen Hälfte des Tales treten die mächtigen Felswände weit zurück und eine riesige, jedoch größtenteils bewachsene Schutthalde, der Hahnfalzboden, bildet das Talgehänge. Der ganze Tennboden sowie die Seichen sind eine mächtige Schuttfläche, in der die Wässer ebenso versickern, durchseichen, wie im Wasserkar. Die Neigung des Kares ist geringer als jene des Wasserkar, sie beträgt 400 *m* auf 3 *km*, also ungefähr 130 *m* auf 1 *km*.

An der rechten Talseite reichen die Ramsaudolomite bis zu dem Predigstuhlgraben, der in etwa 1100 *m* ins Kar herabkommt. Die Gutensteiner Kalke und Dolomite tauchen schon etwa gegenüber der Mündung des vorderen Rußbaches im Talschutt unter. Im Predigstuhlgraben sieht man ähnlich wie im Wasserkar die Raibler Schiefer mit südlichem Einfallen taleinwärts in die Tiefe ziehen und

unter den Schutt des Tennbodens eintauchen. Sie fallen unter die Raibler Dolomite ein, welche die linke Seite des Predigstuhlgrabens bilden und hier ebenfalls unter dem Schutt des Bodens verschwinden. Man kann sie in der Seichen bis in den Hintergrund des Kares verfolgen und im Hintergrund selbst in etwa 1400 *m* Meereshöhe die Grenze zwischen Raibler Dolomit und Dachsteinkalk berühren. Es erhebt sich der letztere direkt aus dem Schutt zu prallen Wänden. An der linken Talseite sieht man die Raibler Dolomite wieder aus dem Schutt emporsteigen; ihre obere Grenze zieht sich wenig über 1400 *m* Höhe hin und wird weiter draußen am linkseitigen Gehänge des Tennbodens samt den Raibler Schiefern von den Schuttmassen des Hahnfalzbodens und der Hauslalpe bedeckt.

Der Talschluß.

Im Hintergrund des Blühnbachtales hat sich, wie schon mehrmals erwähnt, eine riesige Schuttmasse angesammelt, welche den ganzen Boden bedeckt und auf der vorderen und hinteren Hauslalpe bis 1400, auf dem Hahnfalzboden sogar über 1500 *m* Meereshöhe emporreicht. Aus diesem Schutt erheben sich die herrlichen Abschlußwände des Tales mit dem Alpriedelhorn (2349 *m*), einem prächtigen Kegel, der gegen O einen terrassenförmig gestalteten Ausläufer, den Alpriedel, zu Füßen hat. Die hier aufstrebenden Wände gehören durchaus dem Dachsteinkalk an, im Schutt findet man nur Kalke und dolomitische Kalke dieser Etage.

Die Rußbachgräben und der Sulzenkargraben.

Wandert man von der Jagdhütte (1288 *m*) auf der Hauslalpe ungefähr auf der Isohypse 1300 *m* an der linken Seite des Blühnbachtales auswärts, so sieht man unter den Wänden des Hinteren und Mittleren Rußbachgrabens die Raibler Dolomite aus dem Schutt emporsteigen; im Vorderen Rußbachgraben trifft man dann in 1350 *m* Höhe wieder die Raibler Schiefer aufsteigend. Auf dem Gehänge zwischen Sulzeneck- und Sulzenkargraben durchquert der Birschweg die anstehenden Raibler Schiefer in 1180 *m* und in 1400 *m* beobachtet man hier die Raibler Dolomite, an deren Fuß wieder bedeutende Schuttmassen gelagert sind. Im Sulzenkar selbst sieht man an der linken Seite desselben die Raibler Dolomite in 1180 *m* und darunter die Halobienschiefer steil am Raucheckwald aufwärts steigen.

Schon im Sulzeneckgraben, welcher ungefähr an der Isohypse 1000 *m* von der rechten Seite her in den Sulzenkargraben mündet, kommen unter den Raibler Schiefern die Ramsaudolomite, weiter draußen in der Vordersulzen, zwischen Sulzenkar- und Tropfgraben auch die Gutensteiner Dolomite und Kalke zutage und im Ochsenkargraben treten bereits die Werfener Schiefer auf.

Der Tiefenbachgraben.

Der nächste Graben vom Ochsenkargraben auswärts, zugleich der erste vom Jagdschloß taleinwärts an der linken Seite des Blühnbachtales ist der Hundskargraben, in seinen oberen Partien Tiefenbachgraben genannt. Ein guter Steig, anfangs bis über das Taxeck (1470 *m*) hinauf sogar Reitweg, führt links vom Graben bis auf das Plateau des Hagengebirges durch die Einsattlung westlich des Hochgschirr.

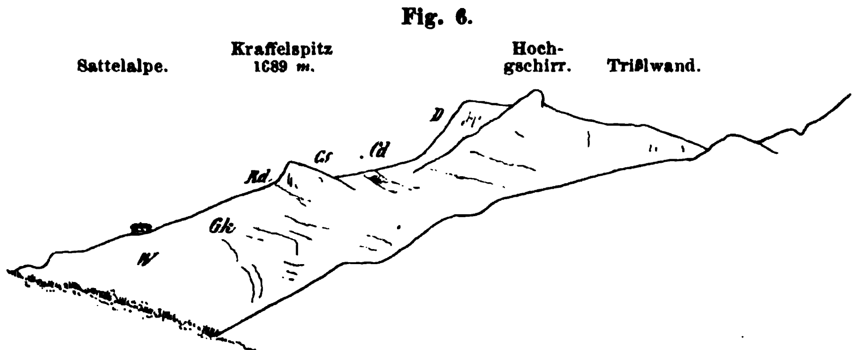
In der Meereshöhe von 860 *m*, also 40 *m* über dem Jagdschloß, beobachtet man im Hundskargraben Werfener Schiefer anstehend, welcher unter 35° nach N einfällt; er reicht hier bis 910 *m*. In dieser Höhe ist die Grenzschicht zwischen Werfener Schiefer und Gutensteiner Kalk. Diesen letzteren trifft man noch 100 *m* höher, wo er bereits dolomitisch wird. Bei 1120 *m* steht im Graben schon Ramsaudolomit an, geschichtet in Bänken von 40—50 *cm* Dicke mit 22° Neigung gegen NNO. Am Wege selbst sieht man nun dort, wo überhaupt Fels auftritt, nur Ramsaudolomit bis in die Höhe von 1700 *m*. Hier steht rechts, d. i. östlich vom Wege in wenig Schritten Entfernung eine kleine Felswand: die Grenze zwischen Ramsaudolomit und Raibler Kalk. Den Fuß der Wand bildet heller, sehr undeutlich geschichteter Ramsaudolomit, darüber folgt eine Schicht von beiläufig einem Meter Mächtigkeit, welche von 2—10 *cm* dicken Platten eines rotscheckigen Kalkes, des Liegenden der Raibler Schichten, gebildet wird; diese fallen sehr flach NNW. Über dem scheckigen Kalk liegt ein schwarzer, feinkörniger, außerordentlich harter Kalk in Platten von ähnlicher Dicke wie die vorigen. Die eben bezeichnete Stelle befindet sich bereits im oberen Lausinggraben, dem ersten vom Jagdschloß auswärts.

Wandert man in ziemlich gleicher Höhe durch verschiedene kleine Gräben ostwärts, so trifft man auch auf die schwarzen, braun verwitternden Schiefer und unmittelbar bei denselben eine kleine Quelle; auch am Ostrande des Brachwaldriedel lagern die Schiefer, aber nur in der geringen Mächtigkeit von 50 *cm* zwischen den schwarzen Kalken eingebettet. Kehrt man wieder auf den Reitsteig zurück und wandert in Verfolg desselben aufwärts, so beobachtet man, daß die geschichteten Raibler Kalke eine Höhe von höchstens 20 *m* erreichen. Über ihnen lagern die Raibler Dolomite, hier ebenfalls häufig geschichtet, aber trotzdem die eigentümlich grobe, klotzige Felsform bildend, die dieser Schichtgruppe eigen ist. Die Farbe der Dolomite ist teils schwarz, rotschwarz oder bunt düster, teils hell; sie enthalten nicht selten Hohlräume von herausgefallenen oder zerstörten Muscheln oder Cidariten. Im Tiefenbach lagert der Dolomit in 1730 *m* Höhe in dünnschichtigen, harten, klingenden Platten von heller Färbung, nach oben hin wird seine Farbe dunkel. In ungefähr 1820 *m* beginnen die Dachsteinkalke, dicht oder feinkörnig, hell, oft fast weiß, auch rötlich gefleckt oder einfärbig grau. Sie führen nicht selten Korallen (Lithodendron) und Megalodonten und bilden auch hier die Hangenddecke des Gebirges.

Die Sattelalpe.

Die alte Straße aus dem Salzachtal zum Jagdschloß führt stets an der linken Seite des Blühnbachtales, aber hoch über dem Bach hin. Geht man auf derselben auswärts, so verläßt man beim Maiergut die Werfener Schichten und kommt auf Gutensteiner Kalk, der bergseitig in Wänden ansteht und sich talseits bis zur Klamm hinab- und an der rechten Seite des Tales wieder aufwärts zieht. Erst beim Strubbauer verläßt man die Gutensteiner Kalke und kommt wieder auf Werfener Schiefer. Man hat es also hier mit einer Senkung des Bodens zu tun, was ja auch die vielfach gestörte Lagerung der Kalke und ihre teilweise senkrechte Stellung in der Klamm andeutet. Vom Strubbauer weiter der Salzach zu führt die Straße ziemlich steil abwärts und auf einer Brücke überschreitet man den Zwischeckgraben.

Fig. 6.



Sattelalpe—Hochgschirrkante von Konkordiahütte gesehen.

(Bittner: Tagebuch 1883.)

W. Werfener Schiefer. — *Gk.* Gutensteiner Kalk. — *Rd.* Ramsaudolomit. *Cs.* Raibler Schiefer und -Kalk. — *Cd.* Raibler Dolomit. — *D.* Dachsteinkalk.

„Steigt man von dieser Brücke aufwärts zur Sattelalpe, so beobachtet man in der Tiefe des Grabens das Gipsgebirge, weiter hinauf massenhaft Schutt und Riesenblöcke der Gipfelkalke, worunter auch das düsterbunte, graue und rötliche riesenoolithische Gestein der tieferen Lagen der Dachsteinkalke mit verschiedenen Ammoniten. Bis hinauf zur Sattelalpe (Fig. 6) bewegt man sich durchaus auf Werfener Schiefer; die oberen Hütten stehen schon auf Gutensteiner Kalk, der die ersteren regelmäßig überlagert. Nach oben wird derselbe dolomitisch; unterhalb des Kopfes mit der Höhenbezeichnung 1689, dem Kraffelspitz, stehen einige dolomitische Lagen von rötlicher Farbe an und darüber der hellgraue bituminöse Ramsaudolomit des Kopfes selbst. Weiter hinauf folgen die Raibler Schichten: zu unterst eine kaum 5—6 *m* mächtige Lage von tiefschwarzen, mergelig schiefrigen und stark sandigen Gesteinen und einzelnen graubraunen Sandsteinlagen, alles stark glimmerig — eine kleine Quelle

zeigt sich etwas unterhalb des Weges — über den Sandsteinen heller Raibler Dolomit in geringer Mächtigkeit und dann ein ansehnliches mächtiges System von dünnbankigen bis plattigen, mergeligen und unreinen, düster gefärbten und häufig von roten Adern durchzogenen Kalk- und Dolomitgesteinen, deren Durchziehen östlich der oberen Hütte durch einen Jägersteig markiert ist. Erst wenn man die Kante zu dem großen Kar, durch welches der Weg zur Schönbichlalpe zwischen Hochgschirr und Riffelkopf führt, durchschritten hat (in ca. 1800 *m* Höhe), befindet man sich im Bereiche der Gipfelkalke und durchaus in dem riesenoolithischen, düsterbuntgefärbten Gestein der Wände. Man findet hier auch zahlreiche Blöcke mit Petrefakten, so insbesondere die Pedatengesteine, und zwar sowohl die großen gerippten wie die kleinen gerippten mit glatten gemischt, zum Verwechseln ähnlich mit jenen vom Wallbrunn bei Dürrenberg, ferner eine massenhaft auftretende kleine *Rhynchonella*, einige durchaus sehr feingerippte Halobien, dicke, globose Ammoniten, Korallen usw. Es treten sohin in den Dachsteinkalken auch hier wie am Göll und anderwärts mächtige Einlagerungen von Hallstätter Fazies auf.“ (Bittner. 1883.)

Der Werfener Schiefer scheint am Ostfuße des Hagengebirges nicht weiter als bis Wimm, etwa 1·2 *km* nördlich von Konkordiahütte, zu reichen. Gewaltige Schuttkegel verdecken hier das Terrain. Weiter nordwärts dürften die Gutensteiner Kalke in den Talboden der Salzach eintauchen und bei der Eisenbahnstation Sulzau treten nur mehr die Ramsaudolomite in ihren vielfach zerrissenen, durchfurchten Formen direkt am Ufer der Salzach als herrliche, malerische Felsgebilde auf. Sie reichen bis etwa gegenüber dem Wirtshause Stegenwald und nun beginnen die Dacksteinkalke. Von Carditaschichten ist hier keine Spur mehr zu sehen.

Geologische Horizonte.

Die Gesteinsmassen, in welche das Blühnbachtal eingerissen ist, gehören ausschließlich der Trias an, nur an einigen Punkten der Talkante treten unbedeutende Lagen von Liaskalk auf.

Die Werfener Schiefer reichen vom Eingange des Tales, in der Klamm teilweise durch Gutensteiner Kalke und Kalke höherer Etagen bedeckt, bis zum zweiten linksseitigen Graben innerhalb des Jagdschlosses, dem Ochsenkargraben. Am Ostabhange des Hagengebirges zeigen sie die meiste Verbreitung und reichen vom Tale bis zur Meereshöhe von fast 1200 *m*. Unter dem Hochgschirr, von der Astenbergalpe gegen SO zieht im Reiterwald eine breite Lage von Gutensteiner Kalk als Decke der Werfener Schiefer zu Tal, so daß die letzteren erst innerhalb der Klamm wieder sichtbar werden. Hier steigen sie bis etwa zur Höhe von 950 *m* an der linken, bis 900 *m* an der rechten Talseite aus dem Schutt empor, welcher die Talsohle erfüllt. An der rechten Talseite, am Blühnteckzuge, ist ein Streifen Werfener Schiefer von der Mulde von Schartenreut zwischen den Hügeln 938 und 969 *m* aus der Richtung SW in einem Graben mit nordnordöstlicher Richtung zu Tal gegen das Außenende der Klamm

hin bloßgelegt. In der Sumpfebene von Stadlmoos zwischen den Isohypsen 1100 und 1200 *m* ragen die Werfener Schiefer direkt aus einer Umrahmung von Ramsaudolomit hervor und auf der Höhe des Kammes, 1350 *m*, treten sie aus den Gutensteiner Kalken heraus und ziehen in einer größeren Ausdehnung zur Köckalpe in dem benachbarten Immelauer Tal.

Sie sind rotbraune oder grüne, seltener gelbliche Schiefer und enthalten gar nicht selten Gips, welcher entweder kompakte weiß, grau oder rot gefärbte Massen bildet oder in mehr oder weniger mächtigen Blättern oder Schnüren die Schiefer durchzieht, auch häufig als ein meist dunkelgrau gefärbtes Gemenge von Gips und Ton auftritt.

An Versteinerungen wurden gefunden:

Myophoria laevigata Alb. im Lausinggraben;
Posidonomya Clarai Buch ebendaselbst und im Sudelsbachgraben, das ist in dem Graben, welcher zwischen Lausing- und Brachwaldriedel zu Tal zieht;
Myacites Fassaënis Wissm. im Sudelsbachgraben und eine
Gervillia spec. in beiden genannten Gräben.

Einzelne Exemplare der hier verzeichneten Petrefakten sind sehr gut erhalten.

Über den Werfener Schiefern steigen mehr oder weniger steile Wände von Kalk und Dolomit auf. Die Basis dieser Kalkserie bilden die Gutensteiner Kalke: dunkle, oft ganz schwarze Kalke, häufig mit weißen Adern von Kalkspat durchzogen, von glattem, nicht körnigem Bruch, meist deutlich geschichtet; an manchen Stellen führen sie Einlagerungen von schwarzen, oft glänzenden, dünnschichtigen Schiefern, deren Mächtigkeit jedoch selten einige Meter übersteigt.

Sie beginnen am Ostabhange des Hagengebirges im Salzachtal, steigen dann auf bis in ca. 1200 *m* Meereshöhe und ziehen fast südwärts, sinken in einem breiten Band durch den Reiterwald zur Klamm und steigen auf der rechten Talseite empor bis zu 1100 *m* Höhe. Ein anderer Streifen zieht vom Reiterwald westwärts am Fuße des Hagengebirges hin; dieser reicht bei der Astenbergalpe bis in 1400 *m* Höhe, senkt sich allmählich und verschwindet in der Vordersulzen in ca. 1050 *m* unter dem Talschutt. An der rechten Talseite sind die Gutensteiner Kalke ebenfalls unter den Ramsaudolomiten hin bis zum Tennboden sichtbar, wo sie gleichfalls in den Schutt eintauchen. Auch an der Basis des Schartenberges treten die Gutensteiner Kalke auf und kommen an einzelnen Stellen des Blühnteckzuges selbst auf der Kammhöhe in 1400 und 1500 *m* Meereshöhe zum Vorschein.

Die oberen Partien der Gutensteiner Kalke sind fast immer dolomitisch und ungeschichtet und gehen dann allmählich in den heller gefärbten Ramsaudolomit über. Von der Eisenbahnstation Sulzau steigen die Ramsaudolomite gegen S auf, am Kraffelspitz reichen sie bis 1689 *m*, ziehen sich unter den Raibler Schichten hin gegen W, dabei immer tiefer gegen das Tal hinab und werden im Sulzeneckgraben in etwa 1250 *m* vom Schutt bedeckt, so daß sie im Hintergrund des Blühnbachtales nicht mehr sichtbar werden. An der rechten Talseite

ziehen sie sich über den Schartenberg auf dem Blühnteckkamm hin, wo sie in 1200—1400 *m* Höhe von den Halobienschiefern überlagert werden. Vom Aibleck ziehen sie dann hinab ins Wasserkar, unter dem Schutt desselben hindurch auf das Niedertenneck (1460 *m*) und verschwinden im Tennboden in 1100 *m* unter dem Schutt.

Die Ramsaudolomite, welche häufig eine breccienartige Struktur zeigen, enthalten auch hie und da dunkle, zuckerkörnige, scharfkantige Stückchen, die in eine hellere Masse eingebettet sind; manchmal sind sie von rötlicher Farbe. An manchen Stellen wird der Ramsaudolomit von dem lichten, zuckerkörnigen Wettersteindolomit vertreten. An einigen wenigen Punkten, wie in der Klamm, dann an dem Hügel 969 nächst Schartenreut und bei der Eisbachalpe ist dem Ramsaudolomit ein sehr dichter, fast strukturloser Kalk von weißer, ins Graue oder Bläuliche ziehender Farbe in nicht sehr mächtigen Schichten eingelagert.

Über den Ramsaudolomiten lagern in der Blühnbachklamm und bei Mais Reiflinger Kalke, graue, teilweise knollige, dichte Kalksteine, deren Spalt- und Schichtenflächen häufig mit dünnen roten Verwitterungslagen bedeckt sind. An anderen Stellen des Tales sah ich diese Kalke nirgends.

In den unteren Kalken und Dolomiten wurden bisher keine Versteinerungen gefunden.

Die nächsthöhere Etage bilden die Raibler Schiefer und Kalke. Beide Gesteinsarten treten fast stets zusammen auf, und zwar die Schiefer unten und darüber die Kalke, hie und da sind aber die Schiefer auch mit den Kalken in Wechsellagerung. Sie ziehen am Hagengebirge von dessen Ostseite, etwa vom Kraffelspitz in nahezu 1700 *m* Höhe das Gebirge entlang, sich gegen W immer mehr senkend, und tauchen im Vorderen Rußbachgraben in ca. 1350 *m* unter den Schutt des Hintergrundes. An der rechten Talseite sieht man sie in mehreren Zweigen aus dem Tal aufsteigen, der breiteste tritt an der Reichsstraße zwischen Konkordiahütte und Schloß Werfen auf; ein zweiter steigt beim Windbichlgut und ein sehr schmaler dritter vom inneren Ende der Klamm auf. Die beiden letzteren vereinigen sich, allerdings mit mehrfachen Unterbrechungen, mit dem erstgenannten Zuge, welcher dann bei Haidberg gegen SO umbiegt, während ein anderer Arm desselben mit Unterbrechungen gegen die Blühnteckalpe zieht. Etwa 1 *km* östlich der genannten Alpe breiten sich die Schiefer über den ganzen Kamm aus, ziehen hinauf zur Rettenbachalpe und höher hinauf an den Fuß der Steilwände des Aibleckkopfes bis zur Höhe von fast 1700 *m*. Von da weiter westlich senken sie sich zum Aibleck in ungefähr 1400 *m* und streichen ins Wasserkar hinab, wo sie im Schutt verschwinden. Ihre Fortsetzung tritt auf dem Niedertenneck in ca. 1480 *m* wieder zutage und senkt sich dann im Predigstuhlgraben in den Tennboden, wo sie ungefähr in derselben Meereshöhe wie im Wasserkar, in beiläufig 1100 *m*, im Schutt untertauchen.

Die Raibler Schiefer sind mehr oder weniger dünnschichtig, von schwarzer Farbe, dabei eigentümlich gelb oder braun verwitternd; seltener, wie am Fuße des Loskogl nächst der Blühnteckalphütte, ist ihre Farbe rot, ähnlich der der Werfener Schiefer. In ihrer Begleitung

treten geschichtete Kalke auf, tiefschwarz, grellrot oder gelb, feinkörnig oder mit oolithischer Struktur, seltener auch glimmerig sandige Lagen von grauer oder graubrauner Farbe.

Die Schiefer, seltener die Kalke, enthalten Versteinerungen, wie:

Cardita crenata Mü. am Brachwaldriedel;
Halobia rugosa Guemb., Scharten, Aibleck, Vord.-Rußbach, Sulzenkar;
Posidonomya spec. Aibleck;
Pentacrinus spec. Aibleck;
gesägte Cidaritenstacheln und -keulen von verschiedenen Stellen, wie Scharten, Blühnteckalpe, Vord.-Rußbach, Sulzenkar u. a.

Die Mächtigkeit des gesammten Komplexes der Raibler Schiefer und Kalke beträgt selten mehr als 20 *m*.

Über den Schiefern und Kalken erheben sich die Raibler Dolomite in einer Mächtigkeit von 200—300 *m*, weithin kenntlich durch ihre düstere Färbung und die zerrissenen, dabei aber klotzigen Formen. Die Dolomite sind in den unteren Partien meist geschichtete Platten von verschiedener Färbung, stellenweise oft nur wenige Zentimeter dick, hellfärbig, hart und klingend, dann wieder dunkel und etwas dicker; in den oberen Partien ungeschichtet, klotzig, dunkel gefärbt und meist rot verwitternd oder von roten Adern durchzogen. Auch die Raibler Dolomite beginnen im O in größerer Meereshöhe und senken sich immer mehr gegen W.

Petrefakten wurden in ihnen nicht gefunden, wohl aber Hohlräume, aus denen Cariditen, *Pentacrinus* und andere Tierreste aufgelöst worden oder herausgebrochen sind.

Über und hinter dem Raibler Dolomit erheben sich die steilen, im Gegensatz zu diesem fast glatten Wände des Dachsteinkalkes, welcher ein helles oder graues Gestein darstellt, manchmal auch mit roten Flecken oder Lagen, feinkörnig oder dicht, in dicken Bänken oder, wie am Südabhang des Hagengebirges, ungeschichtet als Riff. Er bildet die Decke der ganzen Gebirgsumrahmung des Blühnbachtales. Seine unteren Partien sind oft riesenoolithisch, düster bunt gefärbt, manchmal auch etwas dolomitisch. Hie und da enthält der Dachsteinkalk Einlagerungen von Hallstätter Kalk, einem dichten, verschiedenfarbigen Kalk von muscheligem Bruch. Eine solche mächtige Einlagerung entdeckte Bittner an der Trisselwand; er sammelte aus den im Kar herumliegenden Blöcken der Hochgebirgskalke nachstehend verzeichnete Petrefakten, die zum Teil dem Hallstätter, zum Teil dem Dachsteinkalk angehören.

Halorella amphitoma Qu.
„ *plicatifrons Bittn.*
„ *rectifrons Bittn.*
Nuclea retrocita Suess.
Rhynchonella longicollis Suess.
„ *familiaris Bittn.*
„ *arcestiphila Bittn.*
„ *cf. halophila Bittn.*
„ *Concordiae Bittn.*

Waldheimia reflexa Bittn.
Retzia modesta Bittn.
" *Schwageri Bittn. var. fastosa*
? *Koninckella sellaris Bittn.*
Halobien, globose und flache Ammoniten.

Auch an anderen Stellen wurden hierhergehörige Versteinerungen gefunden, wie Megalodonten, Chemnitzien und Korallen an verschiedenen Punkten des Hagengebirges und der Übergossenen Alpe und Halorellen im Sudelsbachgraben.

Nur an wenigen Stellen der Umrahmung des Tales ist der Dachsteinkalk von Lias überdeckt. Geyer (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 281) fand roten Hierlatzkalk auf dem Gipfel des Wildalpelriedel (2275 *m*), Gümbel eine Liasbreccie in der Scharte, welche sich vom Blühnbachtörl westwärts zieht. Aber auch an einzelnen Stellen der Nordseite der Übergossenen Alpe müssen irgendwo Hierlatzschichten auftreten, denn ich fand sowohl im Schutt des Wasserkar als der Seichen hie und da faustgroße Stücke von rotem Crinoidenkalk.

Diluviale Konglomerate bilden den Untergrund der flachen Höhen am Ufer der Salzach, Moränen in Schutt und Schutt in Moränen hineingepreßt beobachtet man an der neuen Straße in der Klamm und Gebirgsschutt erfüllt den Talboden in riesiger Menge. Von Interesse sind auch die Kalktuffbildungen beim Windbichlgute und das ausgedehnte Kreidevorkommen im Wasserkar.

Tektonik.

Die linke Seite des Blühnbachtales zeigt mit Ausnahme der Senkung in der Klamm eine vollkommen regelmäßige, wenig gestörte Lagerung der Gesteinsfolge. Die Carditaschichten, deren Schiefer auf dem Kamm der Sattelalpe und im Tiefenbach in etwa 1700 *m* Höhe auftreten, ziehen sich gegen W allmählich mehr in die Tiefe und treten in den westlichen Gräben: Sulzenkar-, Sulzeneck- und Vorderem Rußbachgraben schon um einige hundert Meter tiefer, unter 1400 *m* Meereshöhe auf, wo sie unter den Gebirgsschutt eintauchen (Fig. 7). In ähnlicher Weise verschwinden auch die Raibler Schiefer der rechten Talseite im Hintergrund unterhalb der Isohypse 1400 *m* unter dem Schutt. Auch die Raibler Dolomite ziehen sich in gleicher Weise an beiden Talwänden unter die Schuttmassen des Hahnfalzboden und der Hauslalpe. Ich erwähne dies ausdrücklich nochmals, weil man bisher die Carditaschichten im Hintergrund des Tales hoch oben unter den Schuttmassen des Toten Hund und des Blühnbachtörl, allerdings vergeblich, gesucht hat.

Die Lagerungsverhältnisse des östlichen Teiles der rechten Talseite, des Blühnteckzuges, sind sehr kompliziert, doch werden sie von der Blühnteckalpe weg gegen W ebenso einfach wie die der linken Talseite. Ein Profil von der Rettenbachalpe zum Hochgschirr quer durch das Tal zeigt normale Schichtenfolge (Fig. 8). In der

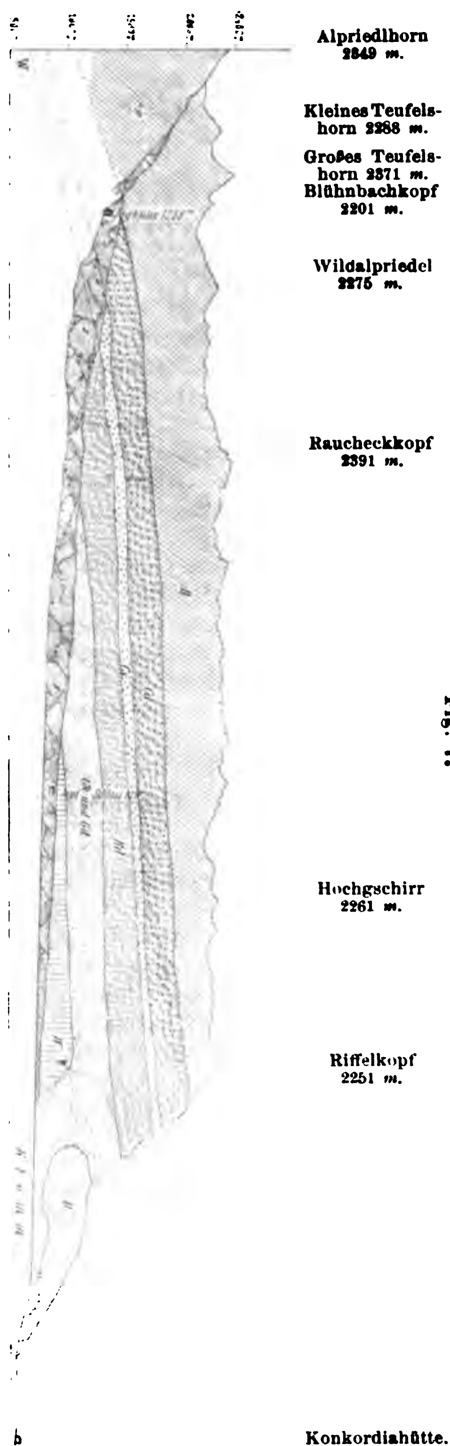


Fig. 7.

Profil des Hagengebirges im Blühnbachtal.

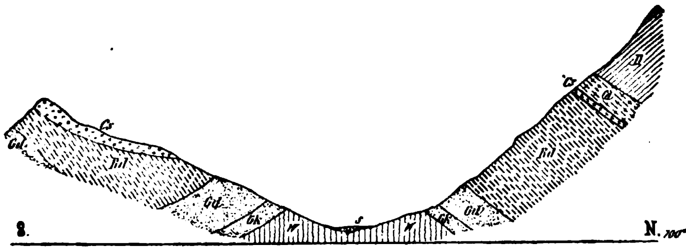
Maßstab: 1:60.000.

W. Werfener Schiefer. — *Gk.* Gutensteiner Kalk. — *Gd.* Gutensteiner Dolomit. — *Rd.* Ramsaudolomit. — *Cs.* Raibler Schiefer und Kalk. *Cd.* Raibler Dolomit. — *D.* Dachsteinkalk. — *s.* Gebirgsschutt.

unteren Hälfte des Tales beobachtet man zahlreiche Störungen. In der Klamm läßt sich eine Bruchlinie konstatieren nach der Richtung OW zwischen dem Werfener Schiefer im N und den Reiflinger Kalken im S, welche durch eine mit Schutt erfüllte Kluft voneinander getrennt sind. Südlich der Kluft sind die Kalke anfangs stark verdrückt, weiterhin zeigen sie ein Fallen gegen N, geradeso wie die Werfener Schiefer nördlich der Bruchlinie. Aber auch schon beim Eingang in die Klamm von O her, beim Wehr, zeigt sich eine Störung, indem die Gutensteiner Kalke hier am linken Ufer fast senkrecht mit Fallen gegen W gestellt sind, während sie am rechten Ufer gegenüber nach SO fallen.

Auch sonst ist die östliche Hälfte vielfach gestört, und zwar am Blühnteckklamm. Ich habe dieses Terrain, welches nach ganz kurzer Wanderung stets wieder ein anderes Gestein zeigt, sehr oft begangen, um endlich Klarheit über die Lagerungsverhältnisse zu erhalten. Wie früher erwähnt, steigt der Werfener Schiefer wieder-

Fig. 8.



Profil durch das Blühnbachtal: Rettenbachalpe—Hochgschirr.

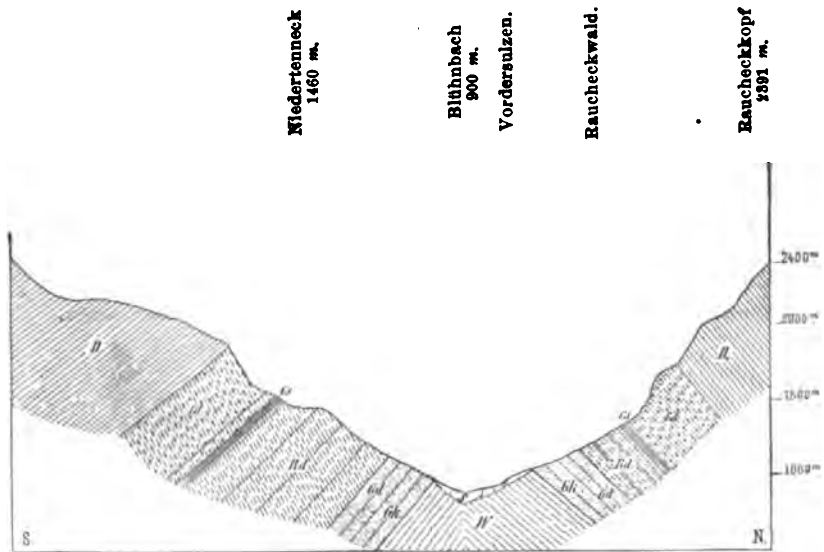
Maßstab: 1:50.000.

holt mitten durch den Gutensteiner Kalk oder durch den Ramsaudolomit in die Höhe, wobei die Lagerung, wo sich überhaupt eine solche bestimmen läßt, sehr variabel ist. In und unmittelbar im W von Markt Werfen fallen die Werfener Schiefer nach N, bei der Brücke zum Bahnhof nach S, nahe der Mündung des Färbergraben nach NO, im Färbergraben in 680 und in 760 *m* Höhe nach O, im Immelaugraben an der Straße in 605 *m* Höhe nach NNW, weiter drinnen bei 660 *m* nach WNW, im Schindelmais (850 *m*) und bei der Köckalpe (1350 *m*) nach W. Die Gutensteiner Kalke des Schartenberges fallen an der Reichsstraße in der Nähe der Konkordiahütte nach S, die Carditaschiefer, welche kaum 200 *m* südlich davon auftreten, nach NNW; die Gutensteiner Kalke zwischen Mais und Schöberl fallen nach N. Die Ramsaudolomite zeigen zwischen Ries und Schartenreut ein Einfallen nach SO, die Raibler Schiefer und Kalke fallen im Schartengraben nach NW und zeigen in ihrem Zug vom Mairgut (auf dem Blühnteckzug) über Haidberg zum Riesgut zwar ein ziemlich gleichmäßiges Streichen von SW nach NO, jedoch ein

wechselndes Einfallen bald nach NW, bald nach SO. Bei der Blühnteckalphütte fallen sie nach N.

Leider ist die Zahl der Punkte, an welchen die Lagerung mit Sicherheit meßbar ist, eine sehr geringe. Die eben angeführten Fallrichtungen geben übrigens ein hinlängliches Bild der vielfachen Störungen, denen gerade dieses Terrain unterworfen war.

Fig. 9.



Profil Hochtenneck—Raucheckkopf.
Maßstab: 1:50.000.

Eine gewisse Regelmäßigkeit, ich möchte sagen Ordnung, beobachtet man an der größeren westlichen Hälfte von dem Sack- und Hundskargraben westwärts (Fig. 9). Hier fallen die Schichten an der linken Talseite nach N, NNO oder meist nach NNW, an der rechten Talseite dagegen fallen sie ebenso gleichmäßig nach S, so daß also hier durch den Talboden eine Antiklinale zieht, deren abgebrochene und ausgewaschene Kante sich, aus dem Verhalten der Carditaschiefer zu schließen, welche im W bedeutend tiefer liegen als im O, gegen W immer mehr in die Tiefe senkt.

Zum Schluß sei mir noch gestattet, dem Jagdherrn des Blühnbachtales, Seiner kaiserlichen und königlichen Hoheit dem Herrn Erzherzog Franz Ferdinand, welcher mir nicht nur gestattete, in beiden verflossenen Sommern das Blühnbachtal nach allen Richtungen ungehindert zu durchwandern und die verschiedenen Jagdhütten zu benutzen, sondern mir auch einen intelligenten Jäger als Führer und Träger sowie eine Wohnung im Jagdschlosse zur Verfügung stellte, den tiefgefühltesten Dank auszusprechen.

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod (Zone 7, Kol. XIII).

Von Dr. Karl Hinterlechner.

Mit 5 Tafeln (Nr. III—VII) und 6 Zinkotypien im Texte.

Einleitung.

Das mir in den Jahren 1900—1902 zur Aufnahme zugeteilte Blatt „Deutschbrod", Zone 7, Kol. XIII, der österr.-ungar. Spezialkarte (1 : 75.000), umfaßt den südlichen, beziehungsweise nördlichen Teil des in den Jahren 1861 und 1862 von Ferdinand Freiherrn von Andrian begangenen Terrains der Generalquartiermeisterstabskartenblätter „Umgebung von Chrudim", beziehungsweise „Umgebung von Deutschbrod" (1:144.000).

Die nördliche Grenze meines Gebietes verläuft: nördlich Čihošt und Wrbitz, südlich Habern (Habry), nördlich Wepřikau und Nejepin, südlich Neuesdorf (Nová ves), nördlich Libitz, Kladrub (Kladruby) und endet im Osten im Dorfe Wscheradow selbst. Östlich ist das Gebiet von einer Linie begrenzt, die von Wscheradow über Eisenwerk Alt-Ransko (südwestlich Ždirec) und Groß Losenitz verläuft und ostsüdöstlich von Sirakow fast die Landesgrenze (gegen Mähren) erreicht.

Die südliche Grenzlinie berührt: Neuhof (westnordwestl. Polna), Steken (Stoky), Petrowitz und Krasoňov. An der westlichen Terraingrenze liegen die Orte: Koňkowic, Pawlow und Čihoscht.

Die Sazawa durchströmt, im Osten in unser Gebiet eintretend, das eben begrenzte Terrain als Hauptwasserader in ostsüdöstlich—westnordwestlicher Richtung. Im Gegensatze dazu zeigen ihre Zuflüsse am linken Ufer die Tendenz im allgemeinen gegen Norden und am rechten gegen Süd zu fließen.

Nahezu parallel zur Sazawa durchquert, ganz gleichsinnig mit ersterer fließend als selbständiger Zufluß der Elbe die Nordostecke unseres Aufnahmsterrains die Doubrava. Auch diese hat hier durchschnittlich nur südnördlich verlaufende Zuflüsse, falls man vom Čerhovka potok absieht.

Mit einzelnen Ausnahmen haben wir alle höhergelegenen Punkte im südlichen, beziehungsweise südwestlichen und anderseits im nördlichen und nordöstlichen Teile des aufgenommenen Gebietes zu suchen.

Sehen wir von der nordöstlichen Ecke unseres Kartenblattes an dieser Stelle vorläufig ab, so hat man es im Wesen nur mit drei herrschenden Gesteinsarten, und zwar mit einem mittelgrobkörnigen Zweiglimmergranite, einem ebensolchen, beziehungsweise manchmal fast grobkörnigen Cordieritgneise und einem Biotitgneise zu tun. Diese sind auch jene Faktoren, welche der Landschaft ihren speziellen Charakter verleihen.

Im Verbreitungsgebiete des Zweiglimmergranites haben wir es vornehmlich mit typischen Granitlandschaften zu tun. Im romantischen Sazawatale von Swětla abwärts sehen wir ebenso wie auf den waldigen Höhen des „Holý vrch" bei Lipnitz die Oberfläche mit mehr oder minder großen Granitblöcken besät. Die zahlreichen in und außer Betrieb stehenden Steinbrüche gewähren uns in besagter Gegend guten Einblick in das Innere dieses Gesteinskörpers.

In der Umgebung von Humpolec (besonders nordöstlich davon) und in der Richtung von Pollerskirchen gegen den Hochberg (nördlich Steken), das ist im Gebiete des typischen Cordieritgneises, verleihen auch noch mächtige Felspartien und große Blockanhäufungen der Gegend einen hübschen landschaftlichen Charakter.

In diametralem Gegensatze stehen dazu die landschaftlichen Verhältnisse im Verbreitungsgebiete des Biotitgneises und seiner Abänderungen.

Von der Lipnitzer Ruine gegen Osten (Deutschbrod) auslugend, glaubt man eine in der Richtung des Sazawatales eingeknickte Tafel vor sich liegen zu sehen. Versperren uns die prächtigen Waldbestände, die überall mit üppigen Feldkulturen abwechseln, nicht die Aussicht, so kann man nämlich hier lokal das Auge noch über die östliche Blattgrenze schweifen lassen.

Die Aufschlüsse lassen im ganzen Gebiete so manches zu wünschen übrig.

In sehr vielen Fällen muß man sich bei der Arbeit im Felde nur mit Feldlesesteinen zufriedenstellen. Straßengräben sind, abgesehen vom Sazawatale und den Bahneinschnitten im Gebiete des Biotitgneises und der verwandten Varietäten, hochwillkommene Aufschlüsse. Felspartien, wie im Gebiete des Cordieritgneises (Worlik), darf man hier auf den flachgewölbten Kuppen nicht suchen.

Wesentlich anders ist die Terrainkonfiguration in der nordöstlichen Ecke unseres Kartenblattes, wo ein roter Zweiglimmergneis, Diorite, Serpentine und Gabbrogesteine neben den in der genannten Gegend für den landschaftlichen Charakter ausschlaggebenden Kreidebildungen zur Ausscheidung gelangten.

Bei sehr starkem Gefälle erzeugt im Gebiete des Zweiglimmergneises der Doubravabach zwischen Bilek und Libitz eine wildromantische, stellenweise sehr enge, von steilen Gehängen gebildete kañonartige Schlucht mit dem vielbesuchten „Čertovy stolek". Das Ransker Revier wird durch die lokal zahlreichen Gabbroblöcke und nackten Serpentinfelspartien sowie die einst in Betrieb gestandenen Eisengruben ausgezeichnet.

Im Tale des Čerhovka potok (= Čerhovkabach) springen dagegen die, wie schon bemerkt, der Gegend ihren landschaftlichen Charakter verleihenden Kreidebildungen in die Augen, die schon auf weite Distanzen hin als zwei deutlich ausgebildete Terrainstufen auffallen.

[Talbildungen.] Die Tälchen der Sazawa- und Doubravazuflüsse zeichnen sich bis auf das Čerhovkatal durch einen, wie gesagt, im allgemeinen nordsüdlichen oder südnördlichen Verlauf aus, was wohl mit dem nordsüdlichen generellen Streichen der Gneise in ursächlichem Zusammenhange stehen mag. Sehr oft sind diese wegen ihrer auffallenden Breite bei sehr geringer Wasserführung beachtenswert. Wasseradern von kaum 0·5 *m* Breite und ebensolcher Tiefe findet man in Tälern von 100—200 *m* Breite und noch darüber.

Wir können uns hier über diesen Gegenstand nicht weit ausbreiten. Deshalb mögen nur folgende kurze Beobachtungen genügen. Das gegenständliche Gebiet liegt lokal knapp an der mitteleuropäischen Wasserscheide. Das Gefälle der kleinen Zuflüsse ist an der nördlichen Abdachung der Wasserscheide oft ein minimales. Die Talsohlen sind so wenig geneigt, daß das Wasser an manchen Stellen talaufwärts zu fließen scheint. Treten nun hier (wie manchmal im Sommer) plötzlich größere Wassermengen gleichzeitig auf, so kann das ganze Tal unter Wasser gesetzt werden, da dieses bei dem geringen Gefälle weder rasch genug abfließen noch vom Bette gefaßt werden kann. Dabei wird der Bachlauf oft nach rechts oder links mit Bezug auf das ältere Bett verschoben und verlegt. Die erodierende Tätigkeit der Wasserläufe äußert sich infolgedessen, wie es scheint, wegen dem geringen Gefälle mehr nach den Seiten hin als in vertikaler Richtung. So werden die vermutlich ohnedies alten Täler in der jüngsten Epoche eher breiter als tiefer. Übrigens sei schon hier bemerkt, daß auf dem südlich angrenzenden Blatte Iglau (Zone 8, Kol. XIII) unmittelbar auf der mitteleuropäischen Wasserscheide vom Autor Schotter gefunden wurden. Deshalb könnten manche, heute fast trockenliegende Täler auch (partielle) Reste älterer Wasserläufe vorstellen.

[Quellen.] Während man im kristallinen Gebiete unseres Terrains nur selten auf gutes Wasser zu stoßen Gelegenheit hat, wie zum Beispiel am nördlichen Ende des Stadtparkes in Deutschbrod, beim Bade Petrkau und an der Bahn westlich von Friedenau[1]), sehen wir dagegen die Kreidesedimente einen vorzüglichen Kondensator der atmosphärischen Feuchtigkeit abgeben. In der Ortschaft Studenetz (studenec slav. [kalte] Quelle) bemerken wir auf Schritt und Tritt sehr gute und starke Quellen hervorbrechen.

Bezüglich der Verteilung dieser Quellen am Rande der cretacischen Sedimente sei auf die ausführlicheren späteren Angaben verwiesen.

---

[1]) Die Quelle bei Friedenau ist fast sicher, jene von Bad Petrkau vielleicht Grubenwasser. An beiden Stellen finden sich Spuren alter bergmännischer Tätigkeit. Bei Friedenau sah ich einen verschütteten Stollen.

[Spuren bergmännischer Tätigkeit] können auf der Strecke Hochberg — Deutschbrod — Habern (nördlich angrenzendes Kartenblatt) und auf der Linie Deutschbrod—Böhm. Schützendorf—Uttendorf sowie auch an zahlreichen anderen Stellen unzähligemal angetroffen werden. Angaben über diese Arbeiten wollen jedoch in der vorliegenden Publikation (überhaupt) nicht gesucht werden, denn die Bearbeitung des Haldenmaterials kann ebensowenig in den Rahmen dieses Elaborates fallen wie etwa eine Zusammenstellung der diesbezüglichen älteren Erfahrungen und Erkenntnisse. Mit neuen Aufschlüssen hatte es aber Autor nirgends zu tun.

An dieser Stelle sei es dem Autor nur noch gestattet, zu bemerken, daß er bei der Begehung der Umgebung von Humpolec in eine geologische Kartenskizze des Gerichtssprengels Humpolec Einsicht nahm, die von Herrn G. Kobliha, Bürgerschuldirektor in Humpolec, herstammt.

Besagte geologische Kartenskizze ist (als Manuskriptblatt) zwar nur das Resultat fleißiger Dilettantenarbeit und weicht in mancher Hinsicht von den nachstehenden Deutungen ab. Diese Arbeit verdient jedoch schon deshalb eine besondere Erwähnung, da sie die erste Aufnahme von seiten unserer Anstalt in mancher Hinsicht bereits überflügelt hat und trotz ihrer Mängel doch einen unverkennbaren Fortschritt in der Erkenntnis der lokalen Verhältnisse darstellt.

Bevor ich zum eigentlichen Gegenstande übergehe, möchte ich mir schließlich erlauben, dem Güterdirektor der fürstl. Khevenhüllerschen und gräfl. Festetitsschen Herrschaft Saar-Přibislau, Herrn Johann Freiherrn von Bruck, den geziemenden Dank zum Ausdrucke zu bringen für die liebenswürdige Überlassung mehrerer Bestandeskarten von herrschaftlichen Forsten aus meinem Aufnahmsgebiete und für die Unterstützung, die mir durch die Zuteilung von Forstorganen zwecks Führung in den weit ausgebreiteten herrschaftlichen Waldungen zuteil wurde.

I. Teil.

Eruptivgesteine.

1. Granite.

A. Zweiglimmergranit.

Die Farbe des Zweiglimmergranites ist in frischem Zustande als Funktion des Mineralbestandes allein mehr oder minder hellgrau. Durch die Verwitterung wird sie hellgelb bis hellbräunlichgelb.

Nach der Größe der Elemente kann die herrschende Modifikation des Zweiglimmergranites als mittelgrobkörnig bezeichnet werden. Im Querbruche messen die Gesteinskomponenten selten mehr als 5 mm^2. Stellenweise wird das Gestein wie östlich Meziklas oder östlich Hammer M. bei Deutschbrod, auch

feinkörnig. Kartographisch können jedoch diese zwei Varietäten nicht unterschieden und zum Ausdrucke gebracht werden.

Mit freiem Auge erkennt man stets mit Leichtigkeit als wesentliche Gemengteile grauen Quarz, weißen Feldspat (speziell Orthoklas), ferner Biotit und Muskovit so wie schließlich in gewissen Gesteinsvarietäten auch untergeordnet schwarzen Turmalin.

Der Feldspat läßt hie und da schmale Tafeln nach *M* und kleine Zweihälfter (Karlsbader Zwillinge) erkennen. Lokal (wie im biotitreichen Gesteine nordnordöstlich von Neudorf an der Nordwestbahn) nimmt dieser Feldspat etwas größere Dimensionen als oben angegeben wurde an. Dadurch wird das Gefüge scheinbar porphyrisch. Ein scharfer Gegensatz zweier Generationen besteht jedoch nicht oder nur selten.

Der Biotit tritt entweder in Form kleiner Blättchen einzeln oder, was der seltenere Fall ist, in kleinen Nestern auf; mitunter bleicht er aus. Täfelchen, die etwa an Einsprenglinge gemahnen möchten, fand ich selten.

Katzer (Tschermaks min. u. petr. Mit., Bd. XIV) bespricht aus der Umgebung von Deutschbrod und von der Bahnstrecke Deutschbrod—Humpolec porphyrische Abänderungen, in denen angeblich der Biotit Einsprenglinge bildet. Mir ist diese porphyrische Struktur nie recht klar geworden.

Der Muskovit erreicht beinahe die Menge des Biotites; lokal steht er ihm überhaupt um gar nichts nach[1]). Wegen seiner hellen Färbung ist der Muskovit nur weniger augenfällig als jener. Die Größe der Blättchen ist bei beiden Glimmern beiläufig dieselbe. Manchmal beobachtete ich am Muskovit, wie Katzer am Biotit Größen von 5 mm^2. Auch der helle Glimmer bildet mitunter kleine Nester.

In einem in Betrieb stehenden Steinbruche bei Wěž wurde deutlich beobachtet, daß der Quarzgehalt, ohne absolut stark abzunehmen, mitunter relativ etwas geringer wird. Ähnlich wie der Quarz kann auch der Muskovit mitunter an Menge abnehmen. Es bilden sich dann Varietäten aus, die man mit Fug und Recht als Granitit mit akzessorischem Muskovit oder als Biotitgranit mit teilweiser Muskovitführung bezeichnen[2]) kann. Reinen Biotitgranit habe ich nirgends in hinreichend großem Maße ausgebildet vorgefunden, um ihn als solchen kartographisch ausscheiden zu können. Sicher kommen dagegen größere Partien vor, in denen der Muskovit über den dunklen Glimmer sogar herrscht.

Unter dem Einflusse der Atmosphärilien geht Hand in Hand mit gleichzeitiger Gelb- bis Braunfärbung des Gesteines eine Lockerung des Mineralverbandes vor sich. Das Endstadium dieses Prozesses ist der Zerfall des Gesteines in einen hellbraun gefärbten Sand. Nach stärkeren Regengüssen kann man diesen Quarz-Feldspat-Glimmersand auf allen Feldwegen antreffen.

---

[1]) F. Slavík. „Živa", Prag 1896, pag. 311.
[2]) Katzer, l. c. XIV. Bd., pag. 508.

Gelingt es einmal, die Grenze des Granites gegen das Hangende zu aufgeschlossen anzutreffen, wie dies zum Beispiel östlich von Humpolec und westlich von Wilhelmov, rechts an der Straße, die von der ersteren Ortschaft nach Wěž führt, der Fall war, so überzeugt man sich, daß zwischen dem hangenden Cordieritgneise und dem Granite eine wohlerkennbare scharfe Grenzlinie verläuft. Im Gegensatze zu den allgemeinen Angaben in der älteren sowie auch in der neueren Literatur muß für oben angeführte spezielle Stelle (es ist ein Steinbruch, die Felsarten waren also gut aufgeschlossen), ausdrücklich bemerkt werden, daß hier absolut kein Übergang des Granites in das Hangendgestein nachzuweisen ist. Die Grenzschichten der Gesteine zeigen dabei folgende Eigentümlichkeiten.

Der Cordieritgneis ist in normaler Entwicklung vorgelegen, wie wir sie in einem der späteren Abschnitte zu schildern haben werden. Hier sei vorgreifend nur bemerkt, daß der Orthoklas dieses Gesteines sich bei der Verwitterung nur rot färbt, was ich am Granite nie beobachten konnte. Manchmal wird der Cordieritgneis auch ganz körnig.

Besonders diese Tatsache scheint der Grund zu sein, weshalb manche Autoren das Gestein bei Verkennung des Cordierites (namentlich wenn er schon etwas zersetzt ist) allgemein einfach als Granit ansprachen und deshalb infolgedessen im allgemeinen von Übergängen vom Granite zum Gneise sprachen. Ich betone jedoch, daß Übergänge weder in diesem speziellen Falle noch auch im allgemeinen existieren, sofern man mit der Bezeichnung „Übergang" nicht einzig und allein den in solchen Fällen gemeinsamen, körnigen Strukturcharakter ohne jede verwandtschaftliche Verhältnisse versteht.

Der Granit weist im bezeichneten Steinbruche zwischen den Quarz-Feldspatkörnern Schüppchen und Flasern von Biotit auf, die parallel zur Grenze zwischen Granit und Cordieritgneis so geordnet liegen, daß eine Art körnig-schuppig-flaserige Struktur zur Ausbildung gelangt.

Je weiter (tiefer) wir jedoch von der Gesteinsgrenze gegen das Innere des Granites fortschreiten, um so mehr verliert sich der körnig-schuppig-flaserige Charakter. Schon in einer Entfernung von ca. $^1/_2$ *m* von der Grenzfläche macht nämlich diese Struktur einer rein körnigen auf der ganzen Linie Platz.

Wie es die mikroskopische Untersuchung zur Genüge klar erwiesen hat, haben wir es in dieser Grenzpartie des Granites mit einer körnig-flaserigen Randfazies desselben zu tun und ich habe gar keinen Grund, die besagte Schieferung als sekundär, beziehungsweise nicht als primär, das heißt, als nicht schon zur Zeit der Festigung des Granitmagmas durch am Rande des letzteren orientierend auf die Glimmer und ihre Lage wirkende Druckkräfte entstanden, auffassen zu müssen[1]).

[1]) Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde I, pag. 58.

Die mikroskopische Untersuchung des Zweiglimmergranites ergab folgende Resultate. Als wesentliche Gemengteile sind aufzufassen: Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Muskovit; Nebengemengteile sind Magnetit, Apatit, Zirkon und Übergemengteile schließlich Granat und Turmalin.

Der farblose Orthoklas bildet Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze; als Zersetzungsprodukte läßt er Kaolin und Muskovit-Schüppchen und -Leisten erkennen.

In einigen Feldspaten wies die Ausbildung der für Mikroklin charakteristischen Gitterstruktur auf dieses Mineral hin.

Der Plagioklas ist im Vergleiche zum Orthoklas häufiger leistenförmig ausgebildet.

Die Bestimmung des ersteren wurde nach der Beckeschen Methode [1]) vorgenommen, und zwar ergab diese bei

Parallelstellung: $\omega > \alpha'$ und $\varepsilon > \gamma'$; bei

Kreuzstellung: $\omega = \gamma'$ und $\varepsilon > \alpha'$.

Dies entspräche einem Oligoklas von der Zusammensetzung $Ab_8\ An_1$ bis $Ab_3\ An_1$.

Am Oligoklas beobachtete man eine feine Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetze und die dem Orthoklas analoge Zersetzung. Eine von Zersetzungsvorgängen herrührende rote Farbe zeigt, wie gesagt, kein Feldspat des Zweiglimmergranites.

Der Plagioklas erwies sich nur selten wie gewaltsam verbogen oder in kleinere (eckige) Brocken zerbrochen. In diesen Zermalmungszonen treten dann gern (in Schnurform) Haufwerke von Epidot (grünlich, mit sehr hohen Interferenzfarben) und Zoisit (farblos und sehr schwach, fast gar nicht doppelbrechend) auf.

Auch der Quarz erscheint hier in Haufwerke von kleineren Körnern entweder ganz oder nur randlich aufgelöst.

Der Biotit zeigt einen Pleochroismus, der sich zwischen hellgelb und rotbraun bewegt. Er erscheint in grünen Chlorit und in ein Mineral umgewandelt, das in unregelmäßigen Klümpchen und Schüppchen auftritt. Im auffallenden Lichte zeigen diese jene weißgraue Farbe, die vom Leukoxen bekannt ist. Es dürften wohl Titansäuremineralien vorliegen. Beherbergt der Biotit winzige Zirkonkriställchen von bekannter Form, so treten um diese pleochroitische Höfe auf.

Der Muskovit tritt außer als primärer Bestandteil manchmal auch als sekundäre Bildung auf.

Außer Biotit und Muskovit hat man Gelegenheit (jedoch selten), auch einen grünen Glimmer zu beobachten (? Zersetzungsprodukt). In c. p. L. zeigt dieser nur einen recht kleinen Achsenwinkel; kaum, daß man ein Öffnen desselben beobachten kann.

Der Granat bildet unregelmäßige Körner. Er wurde selbst mikroskopisch nur sehr selten nachgewiesen.

[1]) „Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens." Sitzungsber. der Wiener Akad. d. Wiss. 1893, Abt. I.

Der Turmalin zeigt verhältnismäßig kurze und dabei dicke Säulchen. Er ist sogar an den Polen durch (zumindest scheinbare) Kristallflächen ausgezeichnet. Wegen seines vollkommenen Idiomorphismus gehört er zu den allerersten Ausscheidungen aus dem Magma.

Abgesehen von den bereits angeführten Zersetzungsprodukten sei noch der in Körnerform auftretenden Vertreter der Zoisit-Epidotgruppe hier erwähnt.

Ihre Farbe ist grünlichgelb bis sehr schwach gelblichgrau. Zumeist sind sie farblos, sehr selten rosa, oder sie sind farblos und rosa gefleckt. Die Umgrenzung ist ganz unregelmäßig oder angedeutet leistenförmig. Die Doppelbrechung ist in manchen Fällen sehr stark; mitunter jedoch auch sehr schwach. Im ersteren Falle dürfte man an ein eisenreiches Mineral der Epidotgruppe denken. Die Spaltbarkeit, die optische Orientierung und die manchmal beobachtete schwache Färbung kann dagegen für einen Zoisit α (Weinschenk) sprechen.

Im Zweiglimmergranite vom „holý vrch“ bei Lipnitz beobachtete ich einmal ziemlich lange Nadeln, die ich in einem Gneise für Sillimanit halten möchte. Die Anordnung dieser Nadeln ist eine ganz unregelmäßige.

Soviel möge genügen über die makro- und mikroskopischen Eigentümlichkeiten dieses Gesteines.

Nachstehend noch einiges über die Erscheinungsform, über die Verbreitung des Zweiglimmergranites und über gewisse Wechselbeziehungen des Granites zu seiner Schieferhülle.

F. v. Andrian[1]) schied in seinem einstigen Aufnahmsterrain „zwei ausgedehntere selbständige Partien“ von Zweiglimmergranit aus.

„Die nördliche derselben“ sollte „sich zwischen Ledeč und Humpolec“ befinden; „die südliche“ müßte dagegen „am linken Ufer des Igelflusses“ auftreten und sich im Norden nur bis Windig-Jenikau ausdehnen. Wie ein Blick auf die v. Andrianschen Originalaufnahmsblätter oder auf die Hauersche Karte zeigt, sollte demnach nur die nördliche Partie noch in unser hier zur Besprechung gelangendes Gebiet fallen.

Von der südlichen Partie gehen nach der v. Andrianschen Ansicht gegen Nordwest und Nordost „nicht unbedeutende Abzweigungen“ aus.

Die neuen Aufnahmen der Gebiete der Kartenblätter Deutschbrod und Iglau werden dagegen dereinst erkennen lassen, daß man es in den von v. Andrian ins Auge gefaßten, mir zur Aufnahme zugefallenen Gebieten nicht mit zwei getrennten größeren Granitpartien und mehreren Ausläufern zu tun hat. Ein Verbindungsglied, das sich von Klein Kojkowitz über Wěž, Koječin, Heraletz, Eisenbahnstation Heraletz-Pollerskirchen, respektive Kamenitz, Krasoňov (auf dem Blatte Deutschbrod) bis Kalhau und Branschau[2]) (beide Orte auf dem Kartenblatte Iglau) erstreckt, vereint

[1]) „Bericht über die im südlichen Teile Böhmens während des Sommers 1862 ausgeführte Aufnahme.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, pag. 537—547.

[2]) Erst hier tritt eine scheinbare Grenze auf. Sie äußert sich durch einen sehr schmalen Gneisstreifen. Darüber mehr in der vorbereiteten Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Blattes Iglau.

nämlich die beiden v. Andrianschen Partien zu einer. Der Zweiglimmergranit des Kartenblattes Deutschbrod ist mithin kein vom mährisch-böhmischen Granitrücken abgetrenntes Granitvorkommen, sondern er erscheint als ein diesbezüglich gar nicht selbständiges derartiges Gebiet. Im westlichen Teile des Blattes Deutschbrod haben wir es also nur mit einem größeren Granitterritorium zu tun, das einen Bruchteil des großen böhmisch-mährischen Rückens repräsentiert.

In der Gegend bei Humpolec wird der Zweiglimmergranit zwar vom Cordieritgneise auf relativ weite Strecken noch deckenartig überlagert. Wo jedoch die Gneisdecke (wie speziell in den Tälern) bereits durchschnitten erscheint, da tritt immer der Zweiglimmergranit zum Vorscheine. Auf diesen Umstand ist die Tatsache zurückzuführen, daß in der Umgebung des oberwähnten großen Granitstockes eine beträchtliche Anzahl von kleineren oder größeren Granitinseln (-ausläufern) ausgeschieden wurde.

Die Schieferhülle des Zweiglimmergranites ist jedoch bei Humpolec (Worlik, Wystrkov) vermutlich nicht nur relativ ausgedehnt, sondern lokal auch noch ziemlich mächtig. Sie wird in der Richtung gegen Osten eine Zeitlang immer schwächer. Bei Heraletz löst sie sich sogar in zwei Inseln (isolierte Schollen) auf, um östlich davon wieder mächtiger zu werden und dann den Granit abermals mehr oder weniger zu verhüllen oder seine Ausbreitung zu verschleiern.

Zwischen Krasnahora, Bezděkau, Wěž und Klein Kojkowitz sehen wir nämlich die Cordieritgneisdecke sich in einen „Schleier" auflösen, das heißt, man glaubt in der genannten Gegend den Granit als herrschendes Gestein auffassen zu müssen, beigemengt beobachtet man jedoch den Granitlesesteinen stets auch solche des Cordieritgneises. Aufschlüsse sind hier besonders spärlich. Dieser Tatbestand erklärt es, daß eine scharfe Umgrenzung der größten Granitausscheidung nicht leicht fällt. Das ganz allmähliche Verschwinden der lokal ohnedies nur noch schwachen Gneisdecke bringt es mit sich, daß die Grenze an manchen Stellen nicht nur von verschiedenen Beobachtern etwas verschieden, sondern auch von ein und demselben — zu verschiedenen Zeiten — nicht ganz gleich gezogen werden dürfte. Dabei soll jedoch eine Zweiteilung im Sinne von v. Andrian in keinem Falle zugegeben werden.

Dies vorausgeschickt, kann erst an die Umgrenzung der größten Zweiglimmergranitausscheidung im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod geschritten werden, welche nur von der Sazawa in zwei sehr ungleiche Partien, eine nördliche und eine südliche, getrennt wird.

Im Westen bildet der Blattrand die Grenze von (fast genau) K. 444 bei „zu Pawlow" bis zum Breitengrade von Pustolhotsko (beziehungsweise Kejžlitz). Von südlich Pustolhotsko wendet sich die Grenze über Budikau und Walchy in einem Bogen um K. 522 gegen Čejow. Von hier verläuft sie über Cihadla bis Kreyhansl (südlich Lipnitz), wendet sich hierauf gegen Bratranow und berührt nun fast Klein Kojkowitz, Wěž, Skala, die Wohrada bei Bonkow, Kamenitz und Krasoňov. Von

Krasoňov bis zur Straße, die von Heraletz über Slawnitz nach Süden (Windig-Jenikau) führt, bildet der Blattrand die Grenze. Von dieser Stelle verläuft die Grenze in nordnordöstlicher Richtung fast bis Michalowitz. Nur bei Pollerskirchen bildet die besagte Linie einen gegen Osten konvexen Bogen. Die Grenzlinie von Michalowitz gegen Waldhöfel (Dvorek) verläuft sodann fast südlich mit einer Einbuchtung bei Radnow. Im weiteren Verlaufe berührt die Grenzlinie Linden (Lipa), Scheibeldorf (Šejdorf), Dürre (Sucha) und Bad Petrkau. Von Bad Petrkau erstreckt sich die Grenze der Hauptpartie nahezu bis Deutschbrod und von dort (genauer vielleicht von Poděbab) weiter im Sazawatale in nordwestlicher Richtung in die Gegend von Swětla. Man trifft jedoch auf Zweiglimmergranite häufig auch noch auf dem nördlichen Sazawaufer.

Entlang der Linie Bad Petrkau—Swětla wird die Begrenzung gegenüber dem Gneise noch ganz besonders durch die dort vorhandenen Lehm- und Schottermassen erschwert. Hier muß man, nämlich abgesehen von den früher erwähnten Eventualitäten, noch mit der Möglichkeit rechnen, daß im Falle vorgefundener Lesesteine diese, wie es beispielsweise sicher für den Schotter der Fall ist, gar nicht von hier stammen.

Von Swětla, genauer Kapelle am rechten Sazawaufer, westlich von Swětla, erstreckt sich die weitere Grenzlinie der Hauptgranitpartie über Na Pile, Žebrakow, K. 513, fast K. 506 zu K. 444 bei „zu Pawlow“.

Diese derart umgrenzte Hauptgranitpartie sehen wir, wie gesagt wurde, von einer Unzahl bald kleinerer, bald größerer Granitinseln im Kartenbilde umgeben. Im Bereiche der beiden westlichen und zum Teile auch der südöstlichen Sektion des Kartenblattes Deutschbrod bewegen wir uns nämlich nicht selten an der unteren Grenze des Schieferkomplexes und an der oberen des Granites. Wie ferner auch schon bemerkt wurde, liegt auf der großen Granitpartie ein Gneis-„Schleier“. Dies ist im Bereiche der kartierten Granitinseln nur noch häufiger und nicht selten in nur noch größerem Maßstabe der Fall.

Die Granitinseln sind deshalb, kurz gesagt, nicht als derartige Gebiete von rein granitischem Charakter zu deuten, wie es zum Beispiel die Umgebung von Lipnitz oder Untersadt (Dolni Město) ist. Sie sind nur partiell entblößte Granitterrains. Neben den körnigen Granitlesesteinen, oder soferne man es an der (oberen) Granitgrenze mit schiefrigen Ausbildungen zu tun hat, wie dies oben angeführt wurde, finden sich überall mehr oder weniger reichlich unanfechtbare Gneisspuren.

Distrikte von derartigem Charakter sind die Gegenden bei Chisten, Prußdorf (Ouchozitka), Kochendorf (Kochanow) und Pollerskirchen (Usobi); dann die Landstriche zwischen Deutschbrod und Bad Petrkau, zwischen Deutschbrod und Lucitz, bei Lhota Ovesna und noch in anderen Gebietsteilen.

Noch undeutlicher tritt der Zweiglimmergranit östlich von

der Reichsstraße zwischen Blumendorf[1]) und Lerchenhof oder in den Waldungen zwischen Tis und Lucitz u. a. O. auf. Hier scheint er unter der Schieferhülle gleichsam erst hervorwuchern zu beginnen. Es finden sich bald mehr, bald weniger Belegstücke, die für das Auftreten von Granit in einem vielleicht noch als Gneisgebiet zu bezeichnenden Terrain sprechen. Darüber folgen ergänzende Beobachtungen in jenem Abschnitte, in dem wir uns mit dem Biotitgneise (im allgemeinen) beschäftigen werden.

Schließlich erübrigt uns noch einiger interessanter Wechselbeziehungen der Schieferhülle und des Granites an ihrer gegenseitigen Grenze Erwähnung zu tun. Die älteren diesbezüglichen Angaben sollen dabei in chronologischer Reihenfolge Berücksichtigung finden.

F. v. Andrian spricht (l. c. pag. 541) von einer untergeordneten Graniteinlagerung in einem Gesteine, das er als Phyllitgneis bezeichnet und den er in dem großen aufgelassenen Steinbruche am linken Sazawaufer, gleich bei der Stadt Deutschbrod, beobachtet haben will. Nach v. Andrian „sitzen zwei Granitgänge in dem Phyllitgneis, von denen der kleinere Kugeln einer dichten grünsteinähnlichen Substanz enthält, deren Deutung“ ihm unmöglich war, „da sie ebensowohl Konkretionen als umgewandelte Bruchstücke des Nebengesteines sein können“.

Nach R. Helmhacker[2]) wird ein „gemeiner Biotitgneis“ an sehr zahlreichen Orten von Granitgängen durchsetzt“.

Später besuchte vor mir den oben (im Zitat nach v. Andrian) erwähnten Steinbruch bei Deutschbrod wiederholt F. Katzer, der darüber in Tschermaks Mitteilungen[3]) einiges Interessante berichtet.

Seinen Auseinandersetzungen entnehme ich umstehende Fig. 1 sowie auch folgende Einzelheiten. „Etwa in der Mitte der im Bruche entblößten, gegen Nord geneigten, von Ost nach West gestreckten Wand ragt eine stockförmige Masse von dem scheinbar geschichteten, biotitreichen Cordieritgestein in den Granit hinein und zu beiden Seiten derselben werden Partien des Cordieritgesteines von Granit fast vollständig umhüllt, wie es Fig. 1 darzustellen sucht.“

„Das sehr biotitreiche, cordieritführende Gestein ist vom Granit scharf geschieden und hebt sich“ von diesem „sehr deutlich ab. Dadurch, daß an der Grenze zwischen beiden Gesteinen einzelne Bestandteile des ersteren, besonders aber der Glimmer, in die Granitmasse hineinragen, wird zwischen beiden eine schmale Übergangszone geschaffen, welche indessen nicht verhindert, daß beim Zerschlagen von namentlich etwas angewitterten Blöcken die beiden Gesteine sich an der Berührungsfläche voneinander trennen.“

Von der Existenz einer „Übergangszone“ im Sinne von F. Katzer konnte sich Autor trotz mehrmaliger Besuche dieser

---

[1]) Schon v. Andrian nahm l. c. pag. 543 für diese Gegend das Vorhandensein von untergeordneten granitischen Einlagerungen an.

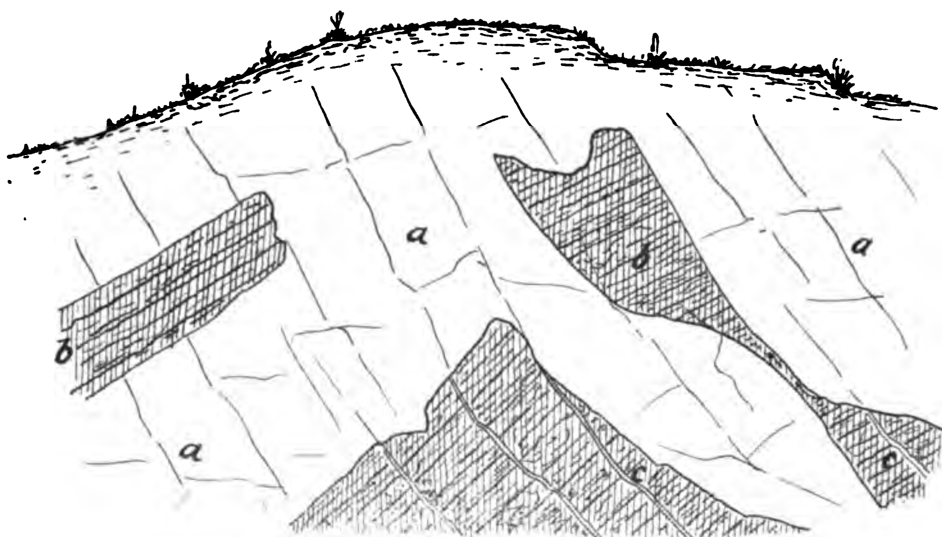
[2]) „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen.“ Zeitschrift des berg.- u. hüttenm. Vereines f. Steiermark u. Kärnten. 1876, pag. 257—272. Hiezu 2 Tafeln.

[3]) XIV. Bd., pag. 507—516.

Lokalität nicht überzeugen, oder es trat die angebliche Übergangszone zumindest wegen der ungemein scharfen derzeitigen Scheidung der Gesteine nicht mehr derart hervor, wie einst. Sonst fand ich alles im Wesen so ausgebildet, wie Katzer es angibt.

Weiters bemerkt derselbe wie folgt (l. c. pag. 510): „Über das gegenseitige Verhältnis der beiden Gesteine in dem Deutschbroder Steinbruche sind nur zwei Auffassungen möglich: entweder war das cordieritführende Gestein ursprünglich ein Gneis, welcher durch Einwirkung des ihn durchbrechenden und umhüllenden Granites metamorphosiert und zum Teil granitisiert wurde; oder es war ein granitisches Gestein, in welchem durch

Fig. 1.



a. Porphyrischer Biotitgranit. — *b.* Cordieritgestein. — *c.* Pegmatitgänge.

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

dieselbe Einwirkung ein unregelmäßiger und auch nicht in der ganzen Masse vorhandener Parallelismus der biotitreichen Strähne oder Lagen und dadurch eine gneisähnliche Struktur hervorgebracht wurde.“ „Die erstere Vorstellung“ scheint Katzer „nicht zulässig zu sein“.

Wir werden darauf gelegentlich der Besprechung unserer Cordieritgneise und später im IV. Abschnitte zurückkommen. Hier möge nur noch folgendes Platz finden. Nach Katzers Ansicht ist „in jedem Falle das cordieritführende Gestein das ältere, ursprüngliche, vom Granit durchbrochene und der Cordierit ein Kontaktmineral, ebenso wie die bedeutende Anreicherung mit Biotit auf die bewirkte Kontaktmetamorphose zurückzuführen ist“.

Ich kann nicht umhin, an dieser Stelle noch folgende hochwichige Angaben Katzers zum Teil wörtlich zu reproduzieren[1]). Der Genannte fand zwischen 2·9 und 3 *km* der Deutschbrod-Humpolecer Bahn einen sehr guten Aufschluß, wo das Cordieritgestein „mehrere Gänge, bestehend teils aus dem gleichmäßig kleinkörnigen Granit mit Biotiteinsprenglingen, teils aus feldspatreichem großindividualisierten Pegmatit durchsetzen."

Einige der in Rede stehenden Gänge „drängen sich unregelmäßig in das Cordieritgestein hinein, wie zum Beispiel knapp beim

Fig. 2.



a. Porphyrischer Biotitgranit. — *b*. Cordieritgestein. — *c*. Quarzknollen mit Turmalin. — *d*. Ein Gang von fast reinem Orthoklas. — *e*. Sillimanit (Fibrolith).

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

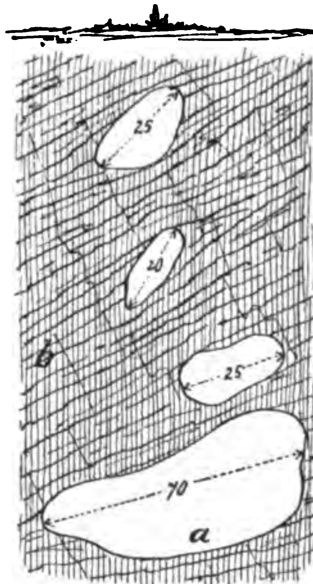
dritten Kilometer im östlichen Gehänge in der Partie, welche in Fig. 2 dargestellt[2]) ist. Der Granit ist" „porphyrisch und umschließt eine isolierte Partie des Cordieritgesteines, für welches es gewiß sehr charakteristisch ist, daß die Biotitflasern darin fast konzentrisch gelagert sind".

[1]) Als Autor dieser Zeilen die Distrikte an der Bahn Deutschbrod-Humpolec kartierte, waren die Böschungen der Bahneinschnitte so bewachsen, daß man die Verhältnisse gar nicht oder bei weitem nicht so schön zu Gesicht bekam, als es seinerzeit Katzer gegönnt war, der die Strecke ein Jahr nach der Erbauung der Bahn beging. Deshalb und mit Rücksicht auf die Wichtigkeit der Beobachtungen mögen die etwas längeren Zitate gerechtfertigt erscheinen.

[2]) Auch dieses Bild ist so wie Fig. 1, 3 und 4 der zitierten Katzerschen Arbeit entnommen.

„Gleich daneben sieht man den in Fig. 3 veranschaulichten umgekehrten Fall, nämlich, daß isolierte granitische Partien vom grobflaserigen Cordieritgestein eingeschlossen werden. Es ist aber wohl möglich, daß man es hier nicht mit knolligen Einschlüssen, sondern mit zufälligen Querschnitten von Apophysen des im Bahneinschnitte abgetragenen oder in der Böschung noch verdeckten Granites zu tun hat. Ebenso wäre die isolierte Granitpartie in Fig. 2 zu deuten.“

Fig. 3.



a. Biotitgranit. — *b.* Cordieritgestein.

Die eingeschriebenen Zahlen geben den Durchmesser in Zentimetern an.

(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

Gute Aufschlüsse fand Katzer „weiterhin jenseits der Station Linden (Lipa), wo vom 9·2 *km* an auf einige hundert Meter der Granit mehr herrschend wird“. Er „durchbricht“ hier „zunächst das cordieritführende Gestein in einem etwa 9 *m* mächtigen Gange, der von mehreren Trümmern begleitet wird.“

Katzer bemerkt schließlich sehr richtig, daß „kein Zweifel darüber obwalten kann, daß die zahlreichen Gänge und Gangstöcke“ seines porphyrartigen Biotitgranites, „welche man, wie oben dargelegt, von Deutschbrod bis zum dreizehnten Kilometer der Humpolecer Bahn verquert, mit dem Hauptstocke des Granites von Heraletz“, also mit unserem als Zweiglimmergranit aufgefaßten Gesteine „in Verbindung stehen“.

Diese Katzerschen Beobachtungen möchte ich nun durch einige wenige eigene Erfahrungen ergänzen.

Südlich Blumendorf, am halben Wege nach Lerchenhof, östlich von der Reichsstraße, fand ich eine Grube, in der der Zweiglimmergranit (temporär) gut aufgeschlossen war. Im besagten festen Granite lagen nun mehrere Cordieritgneisbruchstücke eingebettet, das heißt eingebröckelt, ähnlich wie es Fig. 2 für das ovale Stück zeigt.

Im Tale des Pollerskirchner Baches trat ferner beim Mihalowský mlýn eine unter einem Winkel von etwa 75° nach Ost einfallende und ungefähr in h 11 streichende Cordieritgneispartie auf. Diese repräsentiert eine Gneistafel, die mutmaßlich im Granite wie eingesunken liegt, oder es ist der Granit lagerartig zwischen die Gneisbänke eingedrungen. Das letztere dürfte auf Grund

Fig. 4.



a. Porphyrischer Biotitgranit, *a'* Apophyse desselben. — *b.* Cordieritgestein.
(Bild und Erklärung nach Fr. Katzer.)

der Beobachtungen in einem Aufschlusse am rechten Ufer desselben Baches bei Hammerhöfel zumindest als möglich angenommen werden.

Beim 11·1 *km* der Deutschbrod-Humpolecer Bahn endlich fand ich zwei Granitapophysen von 0·9—1 *m* Mächtigkeit, die die Schieferhülle durchqueren. Dies wäre eine analoge Erscheinung, wie wir sie nach F. Katzer in Fig. 4 für eine Stelle beim Hektometersteine 9·8 zur Veranschaulichung bringen.

Die Reihe derartiger Verhältnisse, wie sie aus den vorausgeschickten Zitaten aus der Arbeit Katzers und auf Grund meiner eigenen Beobachtungen ersehen werden können, werde ich später unten noch zum Teile ergänzen und in einer folgenden Arbeit gelegentlich der Besprechung der geologischen Verhältnisse in dem Bereiche des Kartenblattes Iglau auch für dieses letztere Gebiet fortsetzen.

Vorläufig versetzen uns die bisherigen Angaben in die Lage, daraus im Sinne von Katzer den Schluß ableiten zu können, daß die Granite an den bezüglichen Stellen jünger sein müssen als die dortselbst durchbrochenen oder eingeschlossenen

Schiefer, woraus wir weiter die Möglichkeit einer kontaktmetamorphosierenden Einwirkung dieser Granite auf die Schiefer, und zwar vorläufig nur in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft ableiten.

Mehr folgt über diese Angelegenheit später im IV. Abschnitte der vorliegenden Arbeit.

[Verwendung.] In den zahlreichen Steinbrüchen wird der Zweiglimmergranit fast ausschließlich zu Bauzwecken gewonnen. Gleichzeitig wird natürlich auch der in der Umgebung gebrauchte Straßenschotter erzeugt. Wegen des guten Erhaltungszustandes des Granites einerseits und wegen der Suche nach möglichst billigem Materiale anderseits werden die Erstehungskosten in jedem eine Zeitlang betriebenen Steinbruche bald zu hoch. Deshalb wird häufig oberflächlich herumliegendes Material gesucht oder es wird, um es mit angewittertem und deshalb weicherem Materiale zu tun zu haben, ein neuer Steinbruch geöffnet, der jedoch in Bälde das Los mit seinen Vorgängern teilt.

B. Zweiglimmergranit mit vorherrschendem Muskovit.

(Zum Teile mutmaßlich aplitische Gänge und Randbildungen.)

Bei Čachotin, Lhota Ovesna, westlich Radostin, nördlich Perknau bei Deutschbrod, bei Dürre südlich von der genannten Stadt u. a. O. findet man den Zweiglimmergranit wie folgt entwickelt. Bald sind in den Feldlesesteinen bei stark hervortretenden hellfärbigen Schuppen beide Glimmer vorhanden, bald fast nur der Muskovit. Tritt der Biotit ganz zurück oder ist er nur in Spuren vorhanden, so nimmt das Gestein bei gewöhnlich feinerem Korne eine fast weiße Farbe an. Gleichzeitig tritt häufig auch eine Anreicherung des Quarzes ein, so daß schließlich in manchen Proben auch vom Muskovit nicht mehr viel zu sehen ist; dann bestehen sie nur noch aus weißem oder hier etwas rötlichem Feldspat und Quarz, mit akzessorischem Muskovit.

Derartige, an den angegebenen Stellen beobachtete Lesesteine (Aufschlüsse fand ich keine) lassen folgende Deutungen zu. Vielleicht haben wir es nur mit muskovitreicheren Partien des Zweiglimmergranites zu tun, denn zumindest in Spuren findet man den Biotit doch fast immer. Die Annahme einer sauren Randfazies des Zweiglimmergranites wäre eine nur wenig davon verschiedene Deutung. Möglich ist es jedoch dabei auch an die Existenz von Magmaspaltungsprodukten — an Gänge — zu denken, denn es ist ja sicher, daß im Bereiche des Zweiglimmergranites auch zahlreiche Pegmatite anzutreffen sind.

Bei Radostin u. a. m. a. O. wurde deshalb und wegen des geringen Verbreitungsterritoriums dieses Gesteines auch gar nicht eine kartographische besondere Ausscheidung vorgenommen.

C. Turmalingranit.

Südlich Jiřikau, südlich Komorowitz, bei K. 506 bei Ober Kraupen, nordnordöstlich Skuhrow, nordwestlich Novy dvůr, südlich Deutschbrod u. a. O. zeigt dieses Gestein bei etwas

kleinerem Korne und größerem Gehalte an Quarz als früher, den Habitus eines biotitführenden Muskovitgranites mit einem größeren oder geringeren Gehalte an schwarzem Turmalin. Gewöhnlich ist letzterer nur in Form kurzer schmaler Säulchen entwickelt. Lesesteine vom Habitus eines turmalinführenden Granites (wie man manche unserer Turmalingranite bezeichnen könnte) wurden auch östlich und im Lehmgebiete nördlich von Deutschbrod vorgefunden.

Bei Humpolec wurde beobachtet, daß in den dortigen Pegmatiten sehr schöne und große Turmalinkristalle vorkommen. Deshalb ist es nicht ausgeschlossen, daß unsere Turmalingranite nichts weiter vorzustellen haben als feinkörnigere Pegmatite oder Turmalinaplite. Das feinere Korn (wie zum Beispiel bei Skuhrow) spricht nämlich neben dem großen Quarzgehalte nicht wenig für Aplite. In Aufschlüssen war auch dieses Gestein gar nicht beobachtet worden.

D. Zweiglimmergranitgneis.

(Gneisähnliche Varietät des Zweiglimmergranites lokal ganz körniger Zweiglimmergranit.)

Passiert man den Feldweg, der von Borau in südöstlicher Richtung über K. 661 und K. 656 nach Wepřova (Weprikau) führt, so bewegt man sich nur zum Teile in einem Gneisterritorium. Der angegebene Weg ist streckenweise ein Hohlweg, in dem die Gesteine speziell nach einem Regengusse aufgeschlossen angetroffen werden können. Man durchquert abwechselnd körnigen Biotitgranit mit variablem Muskovitgehalte — zumindest teilweise ist er also Zweiglimmergranit — und ferner Bänke eines als Biotitgneis zu bezeichnenden Gesteines.

Speziell in der an Borau unmittelbar angrenzenden Gegend sind Gneisbänke, die mit rein körnigem Biotitgranite, der akzessorisch Muskovit führt, beziehungsweise Bänke, die mit einem Zweiglimmergranite abwechseln, mehrmals angetroffen worden.

Das an K. 661 anstoßende östlichere Gebiet scheint an derlei eingeschalteten Biotitgneisbänken ärmer, wenn nicht ganz frei zu sein.

Diese Gneisbänke spielen eine analoge oder gar ganz gleiche Rolle im dortigen Granite wie das Cordieritgestein im Steinbruche an der Sazawa bei Deutschbrod (cf. oben pag. 125) oder in den Bahneinschnitten der Strecke Deutschbrod—Humpolec (pag. 127 ff.) oder vielleicht noch mehr wie ein später zu erwähnender Biotitgneis im Sazawatale östlich Okroulitz. Die Tatsache nämlich, daß der Granit auch hier jünger als die Schieferhülle ist, läßt sich ebensowenig leugnen wie etwa die Annahme, daß man sich im besagten Distrikte an der Grenze zwischen Granit und Gneis bewegt.

Überall findet man hier überdies noch Lesesteine, bezüglich deren Natur es nicht klar war, ob sie etwas körnigere Abarten des Biotitgneises oder zum Teile schiefrige Ausbildungen des Granites vorstellen sollten.

Aus den oben angeführten Gründen wäre es daher vielleicht nicht unrichtig, diese Lesesteine als randliche Partien des Granites aufzufassen, wie wir ja eine derartige Erscheinung aus der Gegend östlich von Humpolec ausführlicher auf pag. 120 geschildert haben.

Einzelne Partien des granitischen Gesteines sind ganz gleich dem im vorausgehenden Abschnitte geschilderten Zweiglimmergranite (aus dem westlichen Gebiete unseres Kartenblattes), andere sind feinkörniger und führen auch weniger Glimmer. Mitunter war in Handstücken fast kein Glimmer zu erkennen bei gleichzeitig großem Reichtume an einem schmutzig-blaßroten Feldspat. Dadurch kam ein gewiß mindestens teilweiser Aplitcharakter und eine partielle mineralische Verwandtschaft mit manchen Proben des Gesteines oben sub *B* zum Ausdrucke.

E. Mittelkörniger Biotitgranitgneis.

(Gneisähnliche Varietät eines Biotitgranites, eventuell randliche Partien desselben.)

Das Gestein dieses Abschnittes ist an der östlichen Blattgrenze zu suchen, und zwar südlich, westlich und nördlich von dem kleinen Dörfchen Vepřova (Weprikau), denn es reicht von der Lokalität „V prantech“ bis zur Podhorska louka. Die Häusergruppe Jaurek und K. 690 liegen ganz im Gebiete desselben.

Verfolgt man das Tal von „V prantech“ (östlich Klein Losenitz) über K. 567, 592 und K. 630 gegen Wepřova, so findet man Lesesteine, die wir als einem Biotitgranite angehörig auffassen.

Dieser ist mittelgrob bis fast feinkörnig. Mit freiem Auge erkannte man darin einen Feldspat und wechselnde Mengen von Quarz und Biotit. Ab und zu tritt auch Muskovit auf, ohne jedoch jemals die Rolle eines wesentlichen Gemengteiles zu übernehmen. Sillimanitaggregate von grauer Farbe glaube ich hie und da in biotitreicheren Lagen untergeordnet erkannt zu haben.

Auch an Biotit sind manche Proben außerordentlich arm. Derlei Modifikationen zeigen eine rein körnige Struktur und sind von einem biotitarmen Granitite überhaupt nicht zu unterscheiden. Sind die Lesesteine etwas biotitreicher, so kann dieser ganz unregelmäßig verteilt oder in einzelnen Lagen angereichert auftreten. Beides kann an ein und demselben Lesesteine beobachtet werden. Ein Teil ist deshalb körnig, der andere mehr oder minder schiefrig struiert. In solchen Fällen wäre man fast geneigt, von einer undeutlichen Bänderung oder Streifung zu sprechen. In den biotitreichsten Ausbildungen ist auch die Schieferung am deutlichsten. Hier sieht man Biotitblättchen, die bis 2 mm^2 groß werden.

Das mikroskopische Bild eines untersuchten körnigen Lesesteines gleicht ganz jenem eines Zweiglimmergranites.

Es scheint sehr fraglich zu sein, ob man diesen Biotitgranitgneis mit Recht (in geologischer Hinsicht) als selbständige Bildung auffassen darf. Ob Mangels an guten Aufschlüssen kann ich es nicht beweisen, ich vermute jedoch, daß dieses Gestein genetisch mit

unserem Zweiglimmergranitgneise (gneisähnliche Varietät des Zweiglimmergranites, lokal ganz körniger Zweiglimmergranit) aus der Umgebung von Borau, also aus der unmittelbaren Nachbarschaft, und weiter westlich vielleicht sogar mit dem Zweiglimmergranite zusammenhängt (cf. pag. 120). Mit dem später zu besprechenden Biotitgneise besitzt es eigentlich nichts anderes gemeinsam als die Schieferung, wo sie überhaupt auftritt.

F. Amphibolgranitit.

Am westlichen Rande des Ransker Revieres, nördlich Borau, östlich bis südöstlich Slavětin, beziehungsweise südwestlich Ždiretz befindet sich ein, nordöstlich von Přibislau, nördlich Peesendorf, beziehungsweise fast südlich Klein Losenitz ein zweites und beiläufig nordwestlich vom Dorfe Hrbov (am südlichen Blattrande), respektive nordöstlich von K. 474 (an der Straße, die von Přibislau über Brskau gegen Süd nach Polna führt) ein drittes sicheres Vorkommen von Amphibolgranitit im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod.

An all den genannten Stellen verrät sich dieses Gestein durch mehr oder weniger zahlreiche herumliegende Blöcke. Besonders reichlich findet man sie am Hügel namens Horka südöstlich von der Ortschaft Slavětin und südlich vom Feldwege, der von „zu Groß Lossenitz“ nach Spieldorf führt. Nordwestlich Hrbov fand ich dieses Gestein einmal anstehend.

Zum Vorkommen bei Slavětin wäre zu merken, daß der dortige Amphibolgranitit zwischen dem Gabbro des Ransker Revieres und dem roten Amphibolgranitgneise förmlich wie eingekeilt zu sein scheint.

Der Waldbestand im Osten und die Lehmdecke im Westen des Slavětiner Vorkommens bringen es (gleichzeitig mit der Art und Weise des Auftretens der gegenständlichen Felsart) mit sich, daß die dortigen Grenzlinien nur als relativ zutreffend aufzufassen sind.

Die Farbe des Gesteines von der Horka ist im allgemeinen grau. Durch die porphyrisch ausgeschiedenen Feldspate (Orthoklase) erscheint es gleichzeitig weißgefleckt. Diese weißen Flecke sind teils geradlinig, teils unregelmäßig rund begrenzt; die letzteren zeigen Durchmesser, die bis 3 *cm* lang werden können. Derlei Einsprenglinge verraten schon dem freien Auge kleine Biotitschüppchen als Einschlüsse.

Als Elemente zweiter Generation sind (ebenfalls noch mit freiem Auge erkennbar) weißer Feldspat, metallisch glänzender brauner bis braunschwarzer Biotit und so gut wie schwarz erscheinende Hornblende anzuführen.

Der Feldspat der Grundmasse mißt durchschnittlich etwa 2 mm^2 im Querbruche. Freilich gibt es aber auch so große derlei Gebilde, daß Übergänge zu den Einsprenglingen zur Ausbildung gelangen. Nach unten sinken die Dimensionen ins Mikroskopische.

Der Quantität nach geordnet, reiht sich an den Feldspat der Biotit, der dem ersteren auch bezüglich der Größe der Individuen entschieden nachsteht. Durch die parallele Anordnung der Biotit-

schuppen bekommt das Gestein ein im allgemeinen sehr deutlich schiefriges Aussehen.

Die Diagnose auf dunkelgraugrüne bis nahezu schwarze Hornblende fällt zwar durchaus nicht schwer, denn die Säulchen werden manchmal über 0·5 *cm* lang und 2—3 *mm* breit; vergleicht man jedoch ihre Menge mit jener des Biotites, dann ist freilich erstere fast verschwindend klein.

Fettglänzender Quarz ist zwar stets erkennbar, seine Menge scheint jedoch stark zu wechseln. Die Korndimensionen waren in allen Fällen nur sehr klein.

Ganz gleiche Verhältnisse fand ich auf dem Peesendorfer B. nördlich Pořezin (Peesendorf) und schließlich auch nordwestlich Hrbov.

Betont sei nur noch der Umstand, daß die Hornblende ab und zu schon bei makroskopischer Betrachtung ganz zu fehlen scheint. Diese Tatsache erschwert nämlich in jenen Fällen, wo das Gefüge des Gesteines einen ausgesprochen gneisartigen Charakter annimmt, außerordentlich die Abtrennung des Granitites vom gewöhnlichen Biotitgneise. Oft scheint es deshalb, als ob Übergänge von einem zum anderen vorhanden wären. Dies einerseits.

Anderseits können bei der Ausscheidung des Amphibolgranitites auch Zweifel mit Bezug auf die Amphibolite auftauchen, worauf ich jedoch erst später zurückzukommen beabsichtige.

Nachstehend die mikroskopischen Eigentümlichkeiten des Gesteines.

Der mittelkörnige, deutlich porphyrische Amphibolgranitit (-gneis) von der Lokalität „(Kopec) K. 596" westlich „zu Groß Lossenitz", beziehungsweise nördlich Peesendorf läßt im Schliffe schon dem unbewaffneten Auge außer farblosen Gesteinselementen Flatschen und Flasern von Biotit und Schnitte eines verschieden grünlich durchsichtigen Minerals erkennen, das sich u. d. M. als Hornblende verrät.

Als farblose Gesteinsbestandteile werden auf gleichem Wege Feldspat und Quarz erkannt. Allen vier angeführten Mineralen fällt die Rolle von wesentlichen Elementen zu. Sonst wurden noch beobachtet ein Zirkon und Apatitsäulchen; die zwei letztgenannten nur in untergeordneter Menge und Größe. Der Zirkon speziell tritt öfter als Einschluß im braunen Glimmer auf.

Die Feldspate der Grundmasse sind teils als Orthoklas, teils als Plagioklase aufzufassen. Die Gitterstruktur des Mikroklin wiesen nur vereinzelte Querschnitte auf.

Der ungestreifte Feldspat (Orthoklas) ließ Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze erkennen. An einzelnen Stellen beherbergt er offenbar kleine Plagioklaslamellen.

Der trikline Feldspat verriet nur sehr geringe symmetrische Auslöschungsschiefen (3°) mit Bezug auf die Zwillingsgrenze. Er gehört also vermutlich dem sauren Pole der Plagioklasreihe an. Gar nicht selten sah man die Plagioklaslamellen gebogen und geknickt vorliegen, was sicher darauf hinweist, daß das Gestein seitlichem Drucke ausgesetzt gewesen sein muß.

Der Quarz bildet stets nur ganz kleine Körner im Vergleiche zu den Feldspaten und löscht undulös aus.

Von den farbigen Elementen herrscht im allgemeinen der Biotit ziemlich bedeutend über die Hornblende vor. Die Formen beider sind ganz unregelmäßig. Die Biotitlamellen speziell sind ebenfalls häufig verbogen, geknickt oder teilweise ausgewalzt. Zwischen gekreuzten Nicoln löscht manchmal auch der Biotit unregelmäßig aus. Seine Farben wechseln im durchfallenden Lichte zwischen braun bis gelb.

Von der verschieden grün bis gelb durchsichtigen Hornblende ist im allgemeinen eigentlich relativ wenig im Schliffe beobachtet worden.

Der Erhaltungszustand des Gesteines ist kein schlechter. Außer der partiellen Kaolinisierung des Feldspates wurden nämlich nur noch an der Hornblende Spuren einer vermutlichen Umwandlung beobachtet.

Die mikroskopische Probe des Gesteines von der Stelle nordwestlich von Hrbov, beziehungsweise nordöstlich K. 474 unterscheidet sich von obiger Ausbildung vor allem durch den, wie es u. d. M. schien, völligen Mangel der Hornblende und den zumindest lokal relativ geringeren Biotitgehalt, das heißt also, durch das allgemeine Zurücktreten der farbigen Elemente, zu denen sich gleichzeitig auch der Plagioklas zu gesellen scheint.

Plagioklaslamellen in mikroperthitischen Feldspaten erscheinen namentlich durch Umwandlungsprozesse sehr stark getrübt. Aus Biotit bildet sich dagegen ein für Rutil gehaltenes Sekundärprodukt.

Zu den voranstehenden Angaben hätten wir zu bemerken, daß auch F. E. Suess[1]) in dem von ihm aufgenommenen Hauptverbreitungsgebiete des Amphibolgranitites Proben antraf, in denen die Hornblende vollständig fehlt (l. c. pag. 622).

Es wurde bereits oben bemerkt, daß der Amphibolgranitit bei der Beurteilung im Felde oft sowohl mit Bezug auf den Biotitgneis als auch bezüglich der Amphibolite dem Beobachter nicht unbeträchtliche Schwierigkeiten bereitet.

Verfolgt man nämlich den Weg von Ronov (Ronau) a. d. Sazawa über Neuhof (Nové dvory), südlich K. 567 vorüber bis an den Ostrand des Kartenblattes, so findet man vor allem westlich Neuhof ganz allgemein in Gesellschaft der Biotitgneislesesteine körnige Belege, die für einen Granitit sprechen, den man als amphibolfreien Amphibolgranitit ansprechen könnte.

Zu einer eventuellen derartigen Deutung gibt, wie ich annehme, das oben betonte lokale Ausbleiben des Amphibols einen hinreichenden und stichhältigen Grund ab.

Namentlich östlich Neuhof sind jedoch auch zahlreiche Lesesteine vorhanden, die mich zu einer (wegen der Natur der Funde und mit Bezug auf den vorhandenen eluvialen Lehm, dessen Mächtigkeit lokal bis 1·5 *m* zunehmen kann) schematischen Ausscheidung

---

[1]) „Der Granulitzug von Borry in Mähren", Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, L. Bd., pag. 615.

von mehreren Amphiboliten veranlaßten. Belegstücke, die eine gleiche Deutung beinahe erzwingen, beobachtete ich auch noch auf allen Karrenwegen südöstlich Neuhof bis zur Sazawa und fast bis zum Kartenrande hin.

Im Sazawatale selbst scheinen dagegen (1.) Hornblendegesteine an den korrespondierenden Stellen ganz zu fehlen, beziehungsweise (2.) sie können wenigstens nicht in ihrer Gesamtheit konstatiert werden (obschon gerade hier die besten künstlichen sowie natürlichen Aufschlüsse vorhanden waren) oder es könnten schließlich (3.) vielleicht einzelne auf dem Plateau für Amphibolite gehaltene Funde, nicht Amphibolite, sondern Amphibolgranitite mit größeren Mengen eines Amphibolminerals repräsentieren, denen dann im Tale amphibolarme bis -freie Granitite entsprechen würden.

In diesem Sinne erscheinen mir namentlich folgende Stellen verdächtig zu sein.

1. Rechtes Sazawaufer südwestlich Neuhof, beziehungsweise bei der Ziffer 9 (der Karte 1 : 75.000), an der Bahnstrecke, respektive neben der Bahnkilometerbezeichnung 20·4 (Richtung gegen *km* 20·5).

Das Gestein, das im besagten Bahneinschnitte nur in der südlichen Wand auf eine etwa acht Schritte messende Distanz hin aufgeschlossen war, zeigt im allgemeinen eine dunkelgraue Farbe mit grünlichgrauer Bänderung. Das Gefüge ist mittelkörnig. Der Biotit und das Amphibolmineral sind lagenförmig angeordnet. Lokal treten auch größere Feldspatanreicherungen auf.

2. Vielleicht gehört hierher auch eine Granititbank, die bei der Kilometerbezeichnung 22·8 (am linken Sazawaufer) ansteht und neben einem dunklen Glimmer ziemlich reichliche Mengen eines Amphibols aufweist. Die Farbe des frischen Gesteines ist dunkelgrau, durch Verwitterung wird es braun. Das Gefüge ist nicht ganz mittelkörnig. Die Elemente sind nämlich etwas kleiner. Schon mit unbewaffnetem Auge erkennt man, daß der Amphibol im Schliffe über den Biotit vorherrscht. Dies wäre also das Gegenteil jener Beobachtungen, die wir auf pag. 135 anführen. Ich bemerke hier, daß mich eben diese Tatsache auf den Gedanken brachte, ob die Menge von Biotit und Amphibol nicht auch so wechseln könnte, daß der Biotit etwas zurückträte und daß dann der Amphibol herrsche oder allein vorhanden wäre.

Die symmetrische Auslöschungsschiefe in Albitzwillingslamellen betrug mit Bezug auf die Zwillingsgrenze 12°. Schnitte mit der Mikroklingitterung sind vorhanden. Mit Rücksicht auf die vorausgeschickten Schilderungen der mikroskopischen Verhältnisse sicherer Amphibolgranitite sei überhaupt nur noch bemerkt, daß Hand in Hand mit dem Überwiegen des Amphibols über den Biotit im Schliffe eine Abnahme der Menge ungestreifter Feldspatdurchschnitte einzutreten scheint. Sonst ergaben sich keine wesentlichen Abweichungen gegenüber den vorne beschriebenen Ausbildungen.

Da wir schließlich auch bereits wissen, daß die Hornblende des Amphibolgranitites sowohl in unserem als auch in den Nachbargebieten der Menge nach zurücktreten, bis ganz ausfallen kann, so daß daraus eigentliche Granitite hervorgehen können,

deshalb wäre es möglich, daß diese Reihe durch folgende Vorkommen ein Gegenstück bekommen könnte.

1. Zwischen Bahnkilometer 19·9 und *km* 20 sowie bei *km* 20 selbst steht nämlich ein granitisches Gestein an. Wie sonst der sichere Amphibolgranitit, so kann auch dieses schiefrig werden. Ähnlich wie zum Beispiel gewisse Granitite bei Okroulitz, so wären dann auch diese Gebilde vielleicht als Granitlager zu deuten.

2. Auch die Wand östlich vom Bahnkilometer 20·1 ist überwiegend granititisch ausgebildet, obschon man auch hier Spuren einer Schieferung und schuppiges Gefüge leicht nachweisen kann.

3. Noch weiter östlich ist zwischen *km* 21·3 und *km* 21·4 im östlichen Teile des dortigen Bahneinschnittes abermals ein Granitit mit zum Teile flaserigem Gefüge aufgeschlossen.

4. Granitische Bänke, die dem Biotitgneise konkordant eingeschaltet sind, findet man ferner vor *km* 22·8, dann im Einschnitte zwischen *km* 23·2 und *km* 23·3 sowie auch noch an mehreren anderen Stellen.

Soviel als textliche Erklärung zur Beurteilung des Gebietes ostsüdöstlich Ronov und im Sazawatale oberhalb Ronov mit Bezug auf den Amphibolgranitit.

Das kartographische Bild war ich nämlich bemüssigt, mit Rücksicht auf den vorhandenen mächtigen Lehm bedeutend einfacher darzustellen, beziehungsweise zu schematisieren, denn jede detailliertere Darstellung und Ausscheidung eines Amphibolgranitites im besagten Territorium müßte vom Autor selbst als eine Phantasiearbeit qualifiziert werden.

Steigen schon im Sazawatale, wo wir von größeren sicheren Amphibolgranititen doch noch weiter entfernt sind, bei der Beurteilung der Sachlage dem Beobachter Zweifel auf, ob man es an den verschiedenen Stellen mit Amphiboliten oder hornblendereicheren schiefrigen Amphibolgraniten, ob mit körnigen, beziehungsweise undeutlich schiefrigen Ausbildungen des Biotitgneises oder mit amphibolfreien Vertretern des Amphibolgranitites, oder ob man es nicht vielleicht gar mit Granititen als Ausläufern des westlichen Zweiglimmergranites zu tun hat, und bedenkt man ferner, daß man schon im genannten Tale mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen hat bezüglich der Parallelisierung der Beobachtungen mit jenen nördlich und südlich von der bezeichneten Talfurche — denn auf dem Plateau bei Neuhof speziell hatten wir es ja nur mit Lesesteinen und einer mächtigen Lehmdecke zu tun — dann gilt alles dies auch für das Gebiet des Losenický potok (= L.-Bach), allein hier wegen der unmittelbaren Nähe des sicheren Amphibolgranitites des Kopec (Peesendorfer B.) in einem nur noch bedeutend größeren Maße, wie dies aus der nachfolgenden Schilderung dem Leser bald klar werden dürfte.

Meiner Erfahrung gemäß besteht die Talstrecke des Losenický potok von Ronov bis zur Gegend südlich Pořežin (in der Karte 1 : 75.000 = Břečin, deutsch: Pesendorf der großen, beziehungsweise Peesendorf der kleinen Karte) aus Biotitgneis (im allgemeinen Sinne des Wortes).

Am rechten Ufer stieß ich nämlich, talaufwärts kommend, erst südlich Břečin auf ein schiefriges Hornblendegestein. Ich hielt es für einen Amphibolit, der in Stunde 11 streicht und östlich unter einem Winkel von 40° einfällt. Die gleiche Lagerung zeigt der dortige Biotitgneis. Dieses Ampibolitlager tritt nun in seiner Verlängerung an der westlichen Grenze des Amphibolgranitites vom „Kopec", zumindest scheinbar, knapp an diesen heran. Für analoge Verhältnisse betreffs des Amphibolites auf dem gegenüberliegenden linken Ufer sprechen auch die meisten dort vorgefundenen Lesesteine. Ein paar Funde könnten jedoch derart interpretiert werden, als ob vielleicht auch am rechten Ufer in dieser Gegend Amphibolgranitite vorkommen, und dies wäre nun, da wir wissen, daß auch ein Vorherrschen des Amphibols über den Biotit im Bereiche der Möglichkeit liegt (cf. pag. 136), der Angelpunkt, um den sich die Frage dreht: ob nicht vielleicht gar das ganz amphibolitische Gestein in irgendeinem Zusammenhange mit dem Granitite stünde. Ich vertrete diese Ansicht zwar nicht und gehe auch dementsprechend bei der Kartendarstellung vor. In Erwägung muß sie jedoch trotzdem gezogen werden.

Im Gegensatze zum rechtsufrigen Gesteine, das mittel- bis fast feinkörnig ist, aus weißem Feldspat und grünen Hornblendenadeln besteht, so daß es grün oder weiß gesprenkelt erscheint, sehen wir manche Lesesteine vom linken Ufer als wesentliche Elemente dunkelgrüne Hornblende (scheinbar in zwei Generationen), Biotitschüppchen, hellgrauen bis weißen Feldspat und Quarzkörner verraten. Die Textur ist gneisartig. Analog ausgebildete Lesesteine fand ich am linken Bachufer auch nordnordwestlich und nordwestlich von Neuhof.

In dem Schliffe eines derartigen Lesesteines vom linken Bachufer aus der Gegend nördlich Neuhof fand ich zwar unter den Feldspaten ungestreifte sowie auch solche mit der Mikroklingitterung, allein der Plagioklas dürfte dagegen nicht mehr jener sauren Mischung entsprechen, wie oben angegeben wurde, denn in einem Falle betrug die symmetrische Auslöschungsschiefe 25° und in einem anderen gar nicht weniger als 31°. Hier war übrigens der Feldspat im Gegensatze zu dem an erster Stelle angeführten Falle bedeutend stärker kaolinisiert.

Höher oben im Tale, also schon gegen die Blattgrenze zu, stehen Amphibolite einerseits gut aufgeschlossen an, anderseits verraten sie sich jedoch (zumeist) nur durch sehr zahlreiche größere und kleinere Blöcke, beziehungsweise Lesesteine. Unter den letzteren fand ich nun auch Belege für Granitite, und zwar dies auffallenderweise stets am rechten Bachufer. Wäre in derlei Proben die Hornblende ausgeblieben, wie dies auch sonst geschehen kann, dann könnten wir es vielleicht auch hier mit amphilolfreien Vertretern des Amphibolgranitites zu tun haben und in weiterer Folge könnte man dann auch daran denken, daß die bezüglichen von mir als Amphibolite behandelten Gesteinskörper mit dem Amphibolgranitite in irgendeinem Zusammenhange stehen könnten.

Für die graphische Darstellung war für mich folgendes ausschlag-

gebend. Wo ich im Terrain die Diagnose auf Amphibolite stellen konnte, schied ich diese als solche aus. Die granitischen Lesesteine ohne Amphibol faßte ich dagegen alle mit den Biotitgneisen zusammen und schied dann beiderlei Formen einheitlich als Biotitgneis im allgemeinen Sinne des Wortes aus. Den Amphibolgranitit schied ich also nur dort aus, wo ich ihn als sicheres Vorkommen antraf und unanfechtbar nachweisen konnte. Gegen eine besondere Ausscheidung der erwähnten Granitite und für ihre einheitliche Behandlung mit den Biotitgneisen schienen mir ihre örtlich zu kleinen Verbreitungsgebiete zu sprechen.

Wie an den vorausgehend besprochenen Stellen, so wurden vermutliche Amphibolgranitite, sofern sie den Amphibol verloren zu haben schienen, auch nordwestlich Hrbov mit Rücksicht auf die mineralogische Verwandtschaft mit den Biotitgneisen und wegen ihrer Kleinheit manchmal mit diesen vereint.

Derlei Funde machte ich am rechten Ufer des Skreyschanbaches östlich K. 474, beziehungsweise fast südlich von der dortigen sicheren Amphibolgranititausscheidung.

Ein hierhergehöriges Gestein war braungrau gefärbt und ließ Feldspate, Quarz und braunen Glimmer erkennen. Das Gefüge war mittelkörnig. Ferner waren daran Rutschflächen zur Ausbildung gelangt. Ein anderer Fund war biotitreicher, ließ längliche wie zerdrückte Feldspateinsprenglinge erkennen. Quarz war wenig, Hornblende scheinbar keine vorhanden. Die Schieferung war schon sehr deutlich ausgebildet. Vom Amphibol habe ich selbst u. d. M. keine Spur beobachten können, obschon das zweite Vorkommen eine solche Beobachtung fast sicher erwarten ließ. Dieses ist nämlich den sicheren Amphibolgranititen bis auf ihre Hornblendeführung ganz gleich.

Anhangsweise möchte ich an dieser Stelle noch folgendes bemerken. Genau dort, wo ich nordwestlich von Hrbov in der Karte den Amphibolgranitit eintrug, fand ich auch ein Gestein, das nur aus dunklem (fast schwarzem) Biotit und relativ sowie absolut recht unbedeutenden, total kaolinisierten Feldspaten besteht. Die parzielle Parallelordnung der Biotitschüppchen erzeugt ein mehr oder weniger deutliches schiefriges Gefüge.

Die Biotitschüppchen können 1 *cm* lang und fast 0·5 *cm* breit werden, obschon sie zumeist kleiner bleiben. Die Größe des Feldspates entspricht beiläufig jener eines großen Stecknadelkopfes. Ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich derlei Funde für eigentümliche, an Biotit sehr reiche Ausbildungen des Amphibolgranitites halte. Benennen könnte man sie jedoch vielleicht auch als großschuppige feldspatführende Biotitfelse.

G. Roter Zweiglimmer(granit)gneis mit lokal herrschendem Biotit.

Das Gestein dieses Abschnittes tritt im Gebiete der Nordostsektion unseres Kartenblattes, und zwar (ganz allgemein gesagt) östlich von Chotěboř auf.

Auf der Linie Chotěboř (Bahnstation)—Slavětin grenzt ein

Teil der verschiedenen hierhergehörigen Gebilde ebenso wie im Tale des Čerhovkabaches auf der Strecke Lhotka—Brančov M. H. an Lehmgebiete. Ostsüdöstlich von Chotěboř scheint jedoch zumindest lokal unter der Lehmdecke auch ein grauer Biotitgneis vorzukommen.

Entlang der bogenförmigen Linie Huti, Sopoty, Bilek, K. 547, Křivy M. H. und Brančov M. H. stoßen gegenständliche Gebilde teils an Alluvionen des Doubravabaches, teils an Kreidesedimente.

Östlich von der Stadt Chotěboř grenzen die in Rede stehenden Gneise an graue Biotitgneise, die sehr viel Muskovit zu führen pflegen und deshalb später bei den Biotitgneisen, aus denen sie eben durch die Aufnahme eines hellen Glimmers hervorgehen, besprochen und als graue Zweiglimmergneise benannt werden sollen.

Scheinbar ohne jeden Zusammenhang mit obigem wurde ein roter Zweiglimmergneis am nördlichen Rande des Kartenblattes in der Gegend um Věstec beobachtet, obschon er in Věstec selbst nicht vorkommt. Auch dieses Vorkommen grenzt (und zwar dies im Westen) an Kreidesedimente und um Věstec an graue, schiefrige (lokal fast glimmerschieferartig ausgebildete) petrographisch als Biotitgneise zu bezeichnende Gesteine, die jedoch, wie es sich zeigen wird, auch hier manchmal viel Muskovit führen.

In der Gegend von Stikova—Slavikov findet man in der Nachbarschaft des roten Gneises Diorite und in der letztgenannten Ortschaft selbst Lehm und roten Granitgneis, in dem namentlich weiter gegen Ost ein Amphibol zur Ausbildung gelangt. Mit diesem letztangeführten Gesteine ist der Zweiglimmergneis übrigens durch alle möglichen Übergänge verbunden; doch darüber später mehr. Dies möge als allgemeine Begrenzung des Vorkommens von rotem Zweiglimmergranitgneis vorläufig genügen.

An dieser Stelle möchte ich nur noch bemerken, daß im ganzen Gebiete dieses Gesteines nirgends die überaus bezeichnenden Einlagerungen gefunden wurden, wie sie (als Amphibolite, Kalke, Kalksilikatfelse, Quarzite oder graphitische Schiefer) im Bereiche des Biotit und des grauen Zweiglimmer-Gneises so zahlreich angetroffen wurden.

Östlich von Chotěboř, in der Gegend bei K. 517 der großen Karte (1 : 25.000) beginnend, sehen wir im Distrikte zwischen dem erwähnten Höhenpunkte und dem Doubravatale bizarre Felsgruppen zur Ausbildung gelangt, wie wir sie im Gebiete unserer grauen Gneise nur an einer Stelle westlich Chotěboř zu beobachten Gelegenheit hatten. Das Landschaftsbild der erstgenannten Gegend zeigt zwar eine weitentfernte Ähnlichkeit auch mit manchen waldbedeckten Distrikten aus dem Gebiete des Cordieritgneises im Bereiche unseres Kartenblattes (wie zum Beispiel auf dem Worlik bei Humpolec). Diese letzteren sind jedoch lange nicht derart malerisch und viel zu sehr zerstreut, beziehungsweise an den einzelnen Punkten viel kleiner im Vergleiche zu den eben in Rede stehenden. Kein Wunder daher, daß diese Felspartien und noch viel mehr das in besagtes Gestein

eingeschnittene romantische Doubravatal einen beliebten Ausflugsort für die Bewohner von Chotěboř, Deutschbrod und der anderen Ortschaften des Gebietes abgibt.

In dem Gesteine, aus dem die Felspartien unmittelbar um und weiter östlich von K. 517 bestehen, ist neben dem Feldspat und Quarz sowohl Muskovit als auch Biotit zur Ausbildung gelangt.

Der Anordnung der beiden Glimmer entsprechend kommt im Gesteine zumeist, oder zumindest soferne wir größere Massen gleichzeitig ins Auge fassen, eine recht deutlich schiefrige Textur zur Ausbildung. An einzelnen Stellen nimmt es jedoch auch einen ausgesprochen granitischen Habitus an. Manche der zahlreichen herumliegenden Blöcke sind nämlich nur als Granite richtig benannt. Dies ist einer der ersten und schon bei den Terrainbegehungen sofort in die Augen springenden Unterschiede des besagten Gesteines gegenüber dem später anzuführenden grauen Zweiglimmergneise.

Das Gestein vom Höhenpunkte 517 und aus dessen östlicher Umgebung zeigt ferner eine stets, allein etwas verschieden stark ins Rötliche stechende hellgraue Farbe, während der später zu besprechende Zweiglimmergneis westlich von K. 517 bedeutend dunkler grau gewesen ist und nie eine rötliche Färbung verriet.

Obige allgemeinen Merkmale zeigt der Granitgneis auf der ganzen Strecke von K. 517 bis zum Höhenpunkte 479 und beim Jägerhause K. 453 vorüber bis nach Lhotka, dann am linken Ufer nördlich davon, ferner am rechten Doubravaufer südöstlich Libitz, respektive nordöstlich Lhotka sowie noch bei Sokolovec dolni.

Im speziellen sehen wir, daß die rote Farbe des Gesteines obiger Lokalitäten von ziemlich kleinen Feldspatkörnern herrührt; eine Eigentümlichkeit, die zwar zumeist, allein doch nicht absolut immer zu beobachten war. Die Dimensionen der Feldspäte erreichen zwar, überschreiten jedoch selten die Größenverhältnisse eines Stecknadelkopfes. Ganz ausnahmsweise wird nämlich dieser Gemengteil hie und da erbsengroß und tritt dann augenartig auf. Nach abwärts sinken freilich die Größen bis ins Mikroskopische.

Dieselben Grenzen sind auch den Dimensionen der grauen Quarzkörner gesteckt.

Die Glimmer sind in der erwähnten Gegend bei schiefriger Ausbildung des Gesteines im Querbruche zwar streifenweise angeordnet zu sehen, auf dem Hauptbruche ist jedoch mit Leichtigkeit zu erkennen, daß sowohl der dunkle als auch der helle Glimmer und dieser noch ganz besonders, in der Regel in Form zwar zahlreicher allein selten vollständig zu Flasern etc. vereinter Gebilde, sondern zumeist nur in Gestalt nicht aneinanderstoßender Blättchen und Schüppchen auftritt.

Die Menge des Muskovit scheint im Gebiete zwischen der schon mehrfach erwähnten K. 517 und der Gegend bis Libitz, beziehungsweise um Lhotka über jene des Biotites zu herrschen. Außer durch seine größeren Quantitäten ist er jedoch diesem gegenüber auch durch größere Dimensionen seiner Schüppchen ausgezeichnet. Die Größen beider können nämlich bis zu Stäubchenform herabsinken, größere

bis zu 4—5 *mm* im Gevierte messende Blättchen glaube ich jedoch nur für den hellen Glimmer angeben zu dürfen.

Die nämlichen Verhältnisse, wie wir sie eben angeführt haben, herrschen im großen und ganzen auch im unteren Teile der zwischen Lhotka und Bilek als „Doubravský údol“ bezeichneten Doubravaschlucht, deren Breite an manchen Stellen nur dem Wasser den Ablauf gestattet, während an anderen für die Anlage von kleinen Sägen und Mühlen hinreichend genug Platz war.

Im speziellen sei bezüglich der Verhältnisse, welche die Gesteinsausbildung im untersten Teile der besagten Talstrecke aufweist, folgendes bemerkt. Wie an den vorausgehend besprochenen Lokalitäten, so findet man das Gestein auch hier lokal (zum Beispiel an einer Stelle südlich Dolní mlýn) vollkommen granitisch körnig ausgebildet. Diese Felspartie muß deshalb als Zweiglimmergranit bezeichnet werden. Die Textur des sonst in jener Gegend beobachteten zweiglimmerführenden Gesteines war dagegen deutlich schiefrig, letzteres ist also als Gneis zu deuten.

Eine dementsprechende kartographische Ausscheidung ist jedoch in erster Linie (wie früher) wegen des viel zu kleinen Maßstabes des Manuskriptblattes unmöglich; ferner wird sie auch deshalb undurchführbar, weil zwischen den schiefrigen und rein körnig struierten Ausbildungen (wie ebenfalls in den früher angeführten Gegenden) alle Übergänge existieren. Jede diesbezügliche Abtrennung wäre demnach eine stark subjektiv aufgefaßte Ausscheidung.

Ausgesprochene körnige Zweiglimmergranite neben gleich daneben ebenso deutlich schiefrig ausgebildeten Gesteinsmodifikationen findet man ferner am Wege südlich Horní Sokolovec (Ober S.), und zwar in der Gegend, wo das Tal nach Nordosten umbiegt.

Würde man derlei Proben, wie an den beiden letztgenannten Lokalitäten, nicht unmittelbar beim Gneise aufgeschlossen vorfinden, beziehungsweise würden diese nicht auch damit so innig verquickt sein, daß man sagen muß, eine Modifikation geht in die andere über, so müßte man auch hier unbedingt nur von einem Zweiglimmergranite sprechen, der eventuell als ein Lager im Gneise auftritt, wie wir dies später aus der Gegend von Okroulitz kennen zu lernen Gelegenheit haben werden. Ich meine jedoch auf Grund der beobachteten Übergänge bestimmt annehmen zu dürfen, daß wir es hier mit keinen Lagergraniten zu tun haben.

Südöstlich Horní Sokolovec ist die Textur des Gneises mehr eine schiefrig flaserige.

Außer an obigen speziell angeführten Stellen findet man die körnige Struktur im unteren Teile der in Rede stehenden Schlucht noch an zahlreichen anderen Orten. Je weiter wir jedoch talaufwärts gehen, um so seltener werden die rein granitisch körnigen Modifikationen. Diese werden von schiefrig struierten immer mehr und mehr verdrängt, so daß schließlich letztere ganz allein zur Herrschaft gelangen.

Außer dieser vollständigen Verdrängung der körnigen Struktur durch die schiefrige kann man im oberen Teile der Schlucht, also gegen Osten hin, noch beobachten, daß lokal der Biotit in größeren Mengen auftritt. Die Folge davon ist eine etwas dunkler graue

Färbung des Gesteines und ein noch deutlicher schiefriges Gefüge als in jenen Distrikten, wo neben schiefrigen auch körnige Gesteinsmodifikationen zu beobachten sind.

Südöstlich, respektive östlich Sokolovec horni sehen wir das Doubravatal zwei relativ ziemlich gewaltige Knie bilden. Die Doubravka fließt nämlich bei K. 510 im allgemeinen von Südsüdost gegen Nordnordwest. Plötzlich biegt der Bachlauf unter einem etwas weniger als 90⁰ betragenden Winkel gegen Südsüdwest um, behält sodann eine kurze Strecke (etwa 0·5 *km*) diese Richtung bei, um (etwa 0·5 *km* oberhalb der Mühle) wieder unter einem fast 90⁰ betragenden Winkel in die Richtung auf den (genannten) Horni mlyn (= die obere Mühle), also gegen Nordwest abzuschwenken.

Fassen wir nun das linke Gehänge in jener Gegend ins Auge, die etwas mehr als 0·5 *km* von dem ersten Knie, das heißt also von der Umbiegungsstelle des Bachlaufes aus der nordnordwestlichen in die südsüdwestliche Richtung entfernt ist.

Das dortige Gestein verrät vor allem eine dunkel grünlichgraue Farbe. Die schiefrige Textur ist daran unverkennbar entwickelt. Manchmal sieht man durch das Gestein papierdünne dunkle Glimmerlamellen ziehen, zwischen denen ein zirka ein bis mehrere Millimeter mächtiges graues Gemenge kleiner Feldspat- und Quarzkörner in Lagenform beobachtet werden kann. Als farbloser Glimmer könnten mit freiem Auge die winzig kleinen, beim Wenden der Handstücke hell aufblitzenden Schüppchen gedeutet werden. An manchen Stellen glänzt übrigens der Hauptbruch vollkommen phyllitisch.

In anderer Ausbildung ist das Gestein dunkelgrau oder dunkel grünlichgrau gefärbt, ebenfalls deutlich schiefrig wie das vorige, es läßt jedoch keinen phyllitischen Glanz im Hauptbruche bemerken. Die lagenweise Verwebung von Quarz und Feldspat einerseits und der Glimmer (heller und dunkler) anderseits ist hier nicht oder nicht immer deutlich zur Ausbildung gelangt. Die Glimmer treten in Flaser- und in Flatschenform auf.

Gehen wir noch weiter talaufwärts, so kann man zum Beispiel südlich bis südsüdöstlich von der in der Karte als „u čertoviho stolku" (deutsch: beim Teufelstische) verzeichneten Stelle am linken Ufer am Touristensteige ein Gestein beobachten, das wie folgt ausgebildet ist. Farbe grau, Textur schiefrig, manchmal (untergeordnet) lagenweise Verteilung der körnigen und blättchenförmigen Gemengteile, Ausbildung winziger Feldspat-, respektive Quarz-Feldspataugen, makroskopisch mögliche Diagnose auf hellen und dunklen Glimmer, lokal kleine seidenglänzende Häute des letzteren.

Diese Felsart (cf. Tafel VI, Fig. 2) gehört allem Anscheine nach nicht zum (roten) Zweiglimmergneise. Mehr darüber später.

Im Gegensatze zu den eben angeführten Beobachtungen fand ich an der Bahnstrecke (und zwar an folgender Stelle: östlich vom Wächterhause [Wh. in der Karte 1 : 25.000], das in der Schneise steht, die von der Gegend des „čertovi stolek" gegen Südsüdwest führt) genau denselben hellrötlich, beziehungsweise bräunlichgrauen Zweiglimmergneis anstehend vor wie etwa bei Lhotka oder bei der mehrfach angeführten K. 517.

Bevor ich die Verhältnisse der weiter südöstlich gelegenen Gebiete bei Bilek bespreche, möchte ich an dieser Stelle noch eines sehr guten künstlichen Aufschlusses an der Straße, die von der Station Chotěboř nach Bilek führt, und zwar ungefähr in der Mitte dieser Strecke, schon östlich von der dortigen Depression, Erwähnung tun.

Das an besagter Lokalität auftretende Gestein läßt mit freiem Auge fettglänzenden, grauen Quarz, schön weißen Feldspat und dunklen Glimmer, den ich für Biotit halte, mit Leichtigkeit erkennen. Die Verteilung der dunklen und hellen Gemengteile ist im großen und ganzen eine lagenweise, obschon vereinzelte Biotitschüppchen auch in den hellen Gesteinspartien zur Ausbildung gelangen können.

Mit Rücksicht auf die später im Zusammenhange zu erörternden mikroskopischen Tatsachen und die Lagerungsverhältnisse scheint mir ein besonders beachtenswertes Moment daran die Tatsache zu sein, daß das Gestein dieser Fundstelle auf den Schieferungsflächen seidenartigen, phyllitischen, beziehungsweise harnischartigen Glanz besitzt. Derlei Flächen sehen genau so aus wie Partien aus Quetschzonen mancher granitischer Gesteine. Diese Erscheinung weist deshalb auf die analogen Beobachtungen hin, die vorausgehend angeführt wurden, sie erinnerten mich jedoch unwillkürlich auch an jene Phänomene, die ich gelegentlich der Aufnahme der Gegend bei Pottenstein a. d. Adler[1]) an dem dortigen Granitgneise beobachtete. Ob diese Felsart wirklich zum (roten) Zweiglimmergneise gehört, ist ebenso fraglich, wie beim Gesteine aus dem Doubrava Tale südlich bis südsüdöstlich vom „čertovi stolek“. Auch darüber folgt mehr unten.

Vorläufig möchte ich nun noch bemerken, daß ich auch an der angeführten Straße Chotěboř—Bilek bei K. 551 rote, beziehungsweise rötlichbräunlich gefärbte Zweiglimmergneise mit schwach ausgeprägter Schieferung, also Proben, die stark granitischen Habitus aufweisen, in Lesesteinform antraf.

Betrachten wir nun die Verhältnisse in der Umgebung des Dörfchens Bilek.

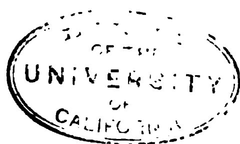
Zwischen der in der Karte als „Wasserleitung“ bezeichneten Lokalität und der letztgenannten Ortschaft übersetzt die Straße Chotěboř—Bilek—Ždirec fast unmittelbar dort, wo sie aus dem Walde heraustritt, eine kleine Depression. Im Gegensatze zum benachbarten westlichen Waldgebiete, das mir so gut wie keine Aufschlüsse bot, sehen wir am Waldrande bei dieser Depression das Gestein in mächtigen Felsen anstehen.

Das Material, aus dem diese letzteren bestehen, zeigt im allgemeinen deutlich ausgebildete Paralleltextur und eine graue Farbe.

In kleinen Partien glaubt man dagegen oft, es fast nur mit körnigem Granitite oder mit einem Granitite, der nachträglich schiefrig geworden ist, zu tun zu haben.

---

[1]) „Beiträge zur Kenntnis der geol. Verhältnisse Ostböhmens.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, 50. Bd., pag. 593.



Im wesentlichen besteht diese Felsart nur aus Quarz, Feldspat und einem dunklen Glimmer (Biotit). Muskovit habe ich hier so gut wie keinen gesehen. Der Feldspat zeigt manchmal im Querbruche gerne Linsenform.

Das ziemlich regelmäßig schiefrige Gestein durchsetzen Pegmatittrümmer, die man eventuell auch für grobkörnigen Granitit halten könnte.

Schon südlich K. 544, dort, wo in der großen Karte am rechten Ufer des eben angeführten Grabens eine kleine Waldparzelle eingetragen ist, sehen wir dagegen das (Paralleltextur aufweisende) Gestein, welches sonst obigem vollkommen ähnlich sieht, große Mengen Muskovit aufnehmen, so daß wir es also auch da abermals mit einem Zweiglimmergneise zu tun haben. Hier waren manche Lesesteine graugefärbt. Näher an der Straße bei K. 544 können sie auch hell bräunlichgelb erscheinen und mehr körnigen Habitus aufweisen. Solche führen manchmal wenig Glimmer.

Bevor man, von K. 544 kommend, die Brücke über die Doubrava erreicht, führt ein Karrenweg von der Straße nach rechts in das Sopoter Revier und in seiner Verlängerung bis nach Střižov. Rechter Hand von diesem Karrenwege sieht man schon von der Straße aus eine Felsengruppe aus dem sonst nicht sehr felsigen Boden sich erheben.

Auch das an dieser Stelle anstehende Gestein ist im allgemeinen durch mehr oder weniger deutliche Paralleltextur ausgezeichnet. Ferner zeigt es eine mehr graue Farbe, feines Korn und als mit freiem Auge erkennbare wesentliche Gemengteile Quarz, Feldspat und Biotit; Muskovit kommt zwar auch vor, dieser bleibt jedoch, wie es mir schien, hinter dem Biotit, der Menge nach geurteilt, weit zurück. Der Glimmer tritt gerne in der schon oben erwähnten Weise auf, daß die kleinen Schüppchen keine ausgesprochenen Flasern oder zusammenhängende Häute bilden.

Analoge Verhältnisse beobachtete ich auch östlich von Bilek am Waldrande, beziehungsweise nicht weit davon entfernt im Sopoter Reviere, wo dieses an das Gebiet des einstigen Bilecky rybnik (Bileker Teich) angrenzt. Hier wird jedoch das Gestein lokal sehr muskovitreich, so daß es nur als Zweiglimmergneis bezeichnet werden muß.

Bevor wir unsere Aufmerksamkeit definitiv dem Sopoter Reviere zuwenden, möchte ich noch die Verhältnisse, wie ich sie in der Gegend bei Přijemek, also südwestlich von Bilek beobachtet habe, zur Sprache bringen.

Für unsere Beobachtungen waren die Verhältnisse dortselbst sehr ungünstig. Aufschlüsse fehlten nämlich völlig, falls ich von einer Grube absehe, die gelegentlich des Baues eines Hauses, also zeitweilig, einen beschränkten Einblick in den Untergrund der Lehmdecke gestattete.

In Přijemek selbst, beziehungsweise knapp an der östlichen Grenze der Ortschaft, fand ich in der besagten Grube am Wege, der gegen Südost, also über K. 583 nach Střižov führt, mittelgrobkörnigen Granitit von gelblichbrauner Farbe anstehend. Das

Gestein war ziemlich stark von den Atmosphärilien angegriffen. Heller Glimmer war sehr wenig darin vorhanden. Mehr hatte das Gestein Biotit geführt. Durch eine teilweise Parallelordnung desselben verriet der Granit eine undeutliche, schiefrige Textur.

Südwestlich von Přijemek am früher erwähnten Karrenwege fand ich nur Lesesteine. Diese gehören zum Teile einem grauen feinkörnigen Biotitgneise an, wie er weiter im Süden gefunden wird, dann waren dort Spuren eines Hornblendeschiefers und schließlich noch Granitlesesteine vorhanden, wie sie schon gelegentlich der älteren Aufnahmen dieser Gegend durch unsere Anstalt als Belegstücke gefunden worden sein dürften, da wir einen Granit schon in der Hauerschen Karte hier verzeichnet finden.

Der Granitit von dieser Stelle ist wie jener aus der erwähnten Grube mittelgrobkörnig. Er kann jedoch manchmal auch sehr grobkörnig werden; der Feldspat wird nämlich mitunter bis über bohnengroß.

Das Auffallende an den herumliegenden Lesesteinen ist die Tatsache, daß sie von mehr oder weniger parallelen harnischartigen Gleitflächen begrenzt sind. Dabei ist jedoch an der körnigen Struktur der Lesesteine absolut nichts auszusetzen.

Auf Grund einzelner Fundstücke glaube ich annehmen zu dürfen, daß in besagter Gegend auch pegmatitische Gebilde vorkommen dürften, außer es wird lokal der Granit so überaus grobkörnig.

Schließlich wurden auch am Wege von Přijemek über K. 548 nach Bilek Zweiglimmergneise beobachtet, die manchmal die Paralleltextur sehr undeutlich zeigten.

Betrachten wir nun die Verhältnisse im westlichen Teile des Sopoter Revieres.

Im allgemeinen ist das Gestein desselben als ein sehr muskovitreicher und heller Zweiglimmergneis zu bezeichnen. Lokal kann der helle Glimmer allein zur Ausbildung gelangen, in manchen Fällen wird er jedoch umgekehrt vom dunklen verdrängt und man meint dann, es mit einem Biotitgneise zu tun zu haben. Blaß gelblichrötliche Färbung und hell grauweiße Farbe glaube ich nur für lokale Funde angeben zu dürfen.

Hübsche Aufschlüsse von hierhergehörigen Gesteinsmodifikationen fand ich in der großen Schneise, die über K. 555 verlaufend, eine ostsüdöstliche Richtung hat, dann etwas östlich von Bilek, beziehungsweise westlich von Sopoty in der Gegend des Hamersky rybnik (= Hammerteich), nahe am dortigen Waldrande, und zwar in sowie auch außerhalb des Forstes.

Die Gesteinsproben von dort zeigten in den speziellen Fällen gut ausgebildete Paralleltextur und ein ziemlich feines Korn, das jedoch lokal auch ziemlich grob zu werden vermag. Letzteres mag namentlich für manchmal faustgroße (und noch größere) linsen- und knödelförmige Partien gelten, die ich am Waldrande westlich Sopoty fand und die bis walnußgroße Feldspate, bedeutend kleinere Quarzkörner und relativ spärlich beigemengte zweierlei Glimmer (hellen und dunklen) erkennen lassen. Dunkle Glimmerhäute, die Muskovit

nur untergeordnet zu führen scheinen, umhüllen obige, durch ihre hellere Farbe von der Umgebung abstechende Partien.

Wie untergeordnet das Hauptgestein, so lassen auch derlei Linsen Streifen und Scheuerungserscheinungen erkennen, die auf Bewegungen des Gesteines im starren Zustande schließen lassen.

In kleinen Partien weist es manchmal auch im Sopoter Reviere ganz granitischkörniges Gefüge auf.

Südwestlich von Sopoty habe ich in der Karte eine kleine Insel eines hierhergehörigen graugefärbten Zweiglimmergneises im Alluvialgebiete des Doubravabaches verzeichnet. Das dortige Gestein ist, wie gewöhnlich, ziemlich feinkörnig und läßt als wesentliche Gemengteile kleine Quarz- und Feldspatkörner erkennen, die lagenweise zwischen den Glimmerfolien liegen. Im kleinen verrät das Gestein dadurch einen auffallenden Parallelismus von hellen und dunklen Lagen. Dabei ist es eigentümlich, daß die beiden Glimmer (Biotit und Muskovit), obschon lagenweise auftretend, eigentlich doch keine Häute zwischen den helleren Quarz-Feldspatlagen bilden. Häufig berühren sich die Glimmer nicht einmal untereinander. Manchmal bilden sie freilich kleine Flatschen. Also analoge Verhältnisse wie im früher besprochenen roten Zweiglimmergneise, beziehungsweise Granitgneise.

Sehr biotitreich und deshalb ebenfalls graugefärbt erwiesen sich Proben aus der Gegend weiter südöstlich von Sopoty. Muskovit scheint darin lokal ganz zu fehlen, um lokal dagegen wieder allein aufzutreten. Der Biotit aggregiert sich zu kleinen Flasern oder er erscheint auch hier in Form vereinzelter, winziger Schüppchen. Im allgemeinen verrät jedoch das dunklere Gestein von dort mehr ein flaseriges als schuppiges, mittelkörniges Gefüge.

Vielleicht gehört hierher auch noch der Granitit aus der Gegend ostsüdöstlich von Huti, beziehungsweise nördlich von K. 560. Ich beabsichtige, auf das erwähnte Vorkommen später nochmals zurückzukommen, weshalb ich mich hier mit diesem Hinweise begnügen und der Besprechung der Verhältnisse am rechten Ufer des Doubravabaches zuwenden kann.

Das Waldgebiet zwischen Sokolovec dolni und Bilek. In diesem Distrikte finden wir die Verhältnisse teils durch den Waldbestand, teils durch die vorhandene Lehmdecke ungemein verschleiert. Allgemein sprechen jedoch die beobachteten Lesesteine für eine gleich rote Gesteinsausbildung, wie sie aus dem Doubravatale oben angeführt wurden.

Nördlich von Bilek bei K. 547 der großen Karte (1 : 25.000) verzeichnen schon die älteren Forschungen Kreideablagerungen. Diese erstrecken sich, wie wir später zeigen wollen, am rechten Ufer der Doubravadepression von hier in östlicher Richtung bis an den Kartenrand. Wo das Liegende der Kreide von Bilek bis Sopoty zutage tritt, da sehen wir es als Zweiglimmergneis entwickelt.

Unmittelbar anstehende Felsen des roten Zweiglimmergneises fand ich namentlich an mehreren Lokalitäten unter der Bahnstrecke und im Orte Sopoty selbst.

Der Gneis der Umgebung von K. 547 ist zumeit sehr muskovitreich. In manchen Proben (also im kleinen) findet man auch nicht einmal Spuren eines dunklen Glimmers mehr. Derlei eigentlich schon als Muskovitgneis zu bezeichnende Varietäten fasse ich jedoch nur als lokale Spielarten des roten Zweiglimmergneises auf, denn im großen ist ja das Gestein doch nicht vollkommen biotitfrei. Da außer dem Muskovit die Rolle von wesentlichen Gemengteilen nur noch einem grauen Quarz und einem ebensolchen oder ab und zu sehr blaß rötlich gefärbten Feldspat zufällt, deshalb zeigt auch das Gestein eine ähnliche Färbung.

Die zwar zahlreichen Muskovitschüppchen berühren sich, wie in den vorausgehend beschriebenen Fällen, so auch hier selten; das Gefüge des Gesteines ist deshalb im großen als schuppig zu bezeichnen.

Linsengroße oder gar noch größere Körner bildet der Quarz und der Feldspat selten. Geschieht jedoch dies, dann sehen wir lokal kleine (Feldspat-) Augen zur Ausbildung gelangen. Die Dimensionen schwanken zumeist um Stecknadelkopfgröße herum. Die Glimmerlamellen messen manchmal 3—4 *mm* im Quadrat, sie werden jedoch auch mikroskopisch.

Bei genauer Beobachtung sieht man auch da am Gesteine harnischartige Gleitflächen. Quer zur Schieferung verlaufen Haarrisse und feine Sprünge; eine Erscheinung, die man übrigens auch sonst in den her gehörigen Gesteinsmodifikationen zu beachten Gelegenheit hat.

Manchmal zeigt das Gestein aus der bezüglichen Gegend, namentlich südwestlich vom Bahnwächterhause, auch eine grünlichgraue Färbung. Das Korn wird dann im allgemeinen noch feiner, harnischartige Flächen noch deutlicher und manche Partien einzelner frischer Stücke bekommen einen teilweisen phyllitischen Glanz. Letzteres manchmal nur fleckenweise. Der Muskovit macht unscharf begrenzten, sericitartigen Gebilden Platz, denn seine sonst schon mit freiem Auge erkennbaren Schuppen verschwinden so gut wie ganz.

Der Zweiglimmergneis, der bei Sopoty das Liegende der dortigen Kreide bildet, steht bei der Kirche, dann sonst im Orte und schließlich auch in der nächsten Umgebung in natürlichen Aufschlüssen unmittelbar an.

Bei der Beobachtung mit freiem Auge verrät er folgende Merkmale: Paralleltextur (manchmal lagenweise Verteilung der Glimmer), graue Farbe, großen Reichtum an Muskovit und hellgraue Quarz- und Feldspatkörner, die lokal sehr klein werden können.

Hiermit können wir die Schilderung der makroskopischen Eigentümlichkeiten des Zweiglimmergneises, beziehungsweise des Zweiglimmergranitgneises aus dem Gebiete der Doubravadepression, das heißt (allgemein) östlich von der Stadt Chotěboř als erledigt betrachten, obschon man sie gewiß noch ergänzen könnte.

Betrachten wir nun die makroskopischen Merkmale des Zweiglimmergneises aus dem Gebiete des Čerhovka potok (Čerhovkabaches) und dessen Zuflüssen.

Das Gestein von Libitz und Sokolovec dolní wurde schon oben besprochen. Deshalb bleibt mir nur noch die Erörterung von gegenständlichen Funden beim Křivy M. H., beim M. H. Brančov

(beide am linken Ufer des Čerhovkabaches) und schließlich des Zweiglimmergneises vom nördlichen Rande unseres Blattes.

Östlich vom Křivy M. H. fand ich als das Liegende der dortigen Kreide am rechten Ufer des gegen Nord hinabziehenden Grabens, am Wege, der vom genannten M. H. nach Malochin führt, einen Zweiglimmergneis in einem kleinen Aufschlusse anstehend. Die Gesteinsausbildung ist dieselbe wie in der unmittelbar angrenzenden Gegend bei K. 547.

Gleich wie bei Sopoty, so erscheint auch beim M. H. Brančov der Gneis sehr muskovitreich. In manchen Fällen ist er sogar nur als Muskovitgneis zu bezeichnen. Daher stimmt diese Modifikation mit jener von Sopoty sehr überein. Westlich vom angeführten M. H. sah ich den Gneis in einer Felsengruppe anstehen.

Der Zweiglimmergneis vom nördlichen Blattrande zeigt knapp am Kartenrande nördlich und westlich bei Horní (Ober-) Věstec, westlich und südwestlich von Dolní (Unter-) Věstec, oder bei Sloupně, beziehungsweise östlich vom dortigen Höhenpunkte 523 *m* ganz dieselbe schuppig lagenförmige Textur und die gleiche mineralogische Zusammensetzung wie, sagen wir, bei Lhotka oder bei Sokolovec dolní, oder dort, wo das Gestein aus der Doubravaschlucht als schuppiger Zweiglimmergneis bezeichnet wurde. Im übrigen stellt sich hier auch die rote Farbe des Gesteines jener Gegenden ein.

Im Dorfe Dolni Věstec selbst fand ich im Gegensatze zu diesem (roten) Zweiglimmergneise anstehend noch ein schiefriges, petrographisch lokal ebenfalls als Zweiglimmergneis zu bezeichnendes Gestein, das jedoch mit obigem absolut nicht identifiziert werden darf, denn es ist nur eine Abart des dort vorhandenen Biotitgneises. Diese Gesteine verraten schon durch ihre Amphiloliteinlagerungen eine wesentliche Eigentümlichkeit des grauen Biotitgneises. Mehr folgt darüber anhangsweise gelegentlich der Besprechung des grauen Biotitgneises.

Während wir also namentlich westlich von Horni und Dolni Věstec wirkliche rote Zweiglimmergneise beobachten können, sehen wir im Osten der beiden genannten Dörfchen die gefundenen Lesesteine wie folgt ausgebildet.

Die Farbe bleibt rot, auch die Korngröße der einzelnen Elemente ändert sich nicht wesentlich. Einem stärkeren Wechsel unterliegt nur das Gefüge und in gewissen Grenzen auch die mineralische Zusammensetzung.

Neben sehr deutlich schiefrigen Funden wurden nämlich auch Ausbildungen angetroffen, die vollkommen körnig waren und granitischen Habitus aufwiesen. Manche Funde gemahnten überdies an rote Aplite. Mit Rücksicht auf die Erfahrungen aus dem Doubravatale dürfte man sich jedoch die körnige Struktur wohl erklären können.

Teilweise anders muß dagegen die mineralische Zusammensetzung aufgefaßt werden und die könnte eventuell vielleicht zu teilweise anderen geologisch-graphischen Darstellungen des Terrains führen.

Abweichungen in der mineralischen Zusammensetzung bestehen vornehmlich in der verschiedenen Glimmerführung.

Manche Lesesteine zeigen zwar auch hier zwei Glimmer; im teilweisen Gegensatze dazu findet man jedoch auch solche, in denen man nur einen dunklen, und anderseits solche, in denen man nur einen hellen Glimmer erkennt.

Dadurch kommen Ausbildungen zustande, die man einerseits als rote Granititgneise und anderseits als rote Muskovitgranitgneise bezeichenn kann.

Je weiter man ostwärts wandert, um so mehr glaube ich Belege für einen Granititgneis annehmen zu dürfen. Einen hinreichenden Grund für ihre besondere Ausscheidung in der Karte schien mir jedoch deshalb nicht vorzuliegen, weil zwischen den Granititgneisen einerseits und den Muskovitgranitgneisen anderseits vermittelnde Zwischenglieder bestehen; weil sich beiderlei Ausbildungen mischen, beziehungsweise wegen der Natur der Funde; dann, weil jede Begrenzung deshalb einen mehr oder weniger subjektiven Charakter erhalten hätte; ferner, weil südöstlich von Slavikov neben derlei Proben bereits rote Biotitgranitgneislesesteine auftreten, die auch noch ein Amphibolmineral führen wodurch die Abgrenzung nur noch unsicherer geworden wäre und schließlich auch deshalb nicht, weil wir selbst im gutaufgeschlossenen Gebiete des eigentlichen roten Zweiglimmergneises Ausbildungen antrafen, die sich bald Biotit, bald Muskovit arm bis frei erwiesen.

Übrigens will ich es gar nicht verhehlen, daß ich eine weitgehende Spezialisierung schließlich auch deshalb als nicht am Platze fand, weil ich bei meinen Studien im Terrain sowie beim Mikroskope nur den Eindruck gewann, daß die roten Zweiglimmergneise, die verschiedenen hierhergehörigen Granitgneise, der rote amphibolführende Granitgneis und alle ihre Verwandten, wie immer man sie lokal bezeichnen mag, doch nur einen geologischen Körper vorstellen dürften.

Dies zur Rechtfertigung, weshalb ich in der besagten Gegend keinen Biotitgranitgneis ausgeschieden habe.

Die mikroskopischen Eigentümlichkeiten des roten Zweiglimmergneises, beziehungsweise des Zweiglimmergranitgneises aus dem ganzen gegenständlichen Gebiete können wir folgendermaßen zusammenfassen.

I. Die körnige Gesteinsmodifikation (aus der Gegend um K. 517 östlich Chotěboř) ist durch die Mineralkombination ungestreifter und gestreifter Feldspat, Quarz und Muskovit als wesentliche Gemengteile, nebst sehr wenig von einem dunklen Glimmer charakterisiert.

Der in überwiegender Menge auftretende ungestreifte Feldspat wurde wegen seiner geraden Auslöschung für Orthoklas gehalten. Unter den gestreiften Feldspaten scheinen dagegen zwei verschiedene aufzutreten. Der eine zeigt Gitterstruktur, er erscheint nur selten; ich hielt ihn für Mikroklin. Der zweite einfach gestreifte Feldspat wurde nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode bestimmt. Bei der Kreuzstellung fand ich die Verhältnisse:

$$\omega > \gamma'$$
$$\varepsilon > \alpha'.$$

Dies wiese also auf einen Albit hin, der zwar häufiger als der Mikroklin, allein auch nicht in großer Menge beobachtet wurde.

Alle Feldspate ohne Unterschied zeigen nach der Mitte zu eine Trübung, die durch ihre Kaolinisierung eintritt. Neben dieser Umwandlung findet noch Muskovitbildung statt.

Manche Feldspate löschen etwas undulös aus. Plagioklase zeigen mitunter eine Biegung ihrer Lamellen. Beide Phänomene sind jedoch in der makroskopisch körnigen Modifikation noch ziemlich selten. Ein einzigesmal fand ich, daß ein Feldspatdurchschnitt in lauter kleinere Körner zerfallen zu sein schien.

Der fast wasserklare, unregelmäßig begrenzte Quarz löscht fast regelmäßig etwas undulös aus. Er bildet zwischen den Feldspaten einen ziemlich reichlich vorhandenen Kitt.

Der Muskovit beteiligt sich im allgemeinen in bedeutend geringerer Menge als der Quarz oder Feldspat als primärer Gemengteil an der Gesteinszusammensetzung. Noch viel weniger als vom hellen Glimmer fand ich vom dunklen, der vermutlich einst ein Biotit gewesen sein mag, denn meine Schliffe verrieten dort, wo ein solcher angenommen wurde, fast regelmäßig nur noch ein zwar gleich gebautes, aber grünlich gefärbtes, chloritisches Mineral, in dem man dunkle (? Rutil) Nädelchen konstatieren konnte. Auch im chloritischen Zersetzungsprodukte beobachtete ich noch um diese deutlich wahrnehmbare pleochroitische Höfchen.

Eine andere ebenfalls körnig struierte Probe (und zwar von Přijemek) ließ, wie schon makroskopisch, so auch u. d. M. viel mehr und, nebenbei bemerkt, auch frischen Biotit erkennen. Der Muskovit trat hier sehr zurück. Das Gestein ist eigentlich ein Granitit mit Muskovitspuren.

Im Gesteine von Přijemek erscheint der Quarz manchmal schon in Form von unregelmäßigen Linsen oder Aggregaten. Diese Körnchen sind dann viel kleiner als die Körner im normalen Gesteine. Oben (Schilderung des makroskopischen Befundes) wurde bereits darauf aufmerksam gemacht, daß manche Proben von hier harnischartige Flächen erkennen lassen.

Im Wesen von obigen Angaben kaum abweichende Verhältnisse ließ schließlich ein etwas gröber körniges — ich möchte beinahe auch sagen porphyrisches — Gestein (Lesestein) aus der Gegend östlich von Stěpanov erkennen.

Ganz untergeordnet findet man Zirkon, Apatitkörnchen und vielleicht noch seltener Spuren eines Erzes, das übrigens ganz zersetzt oder zu klein für eine sichere Bestimmung war.

II. Die mikroskopischen Verhältnisse in den Gesteinsmodifikationen von K. 551 ostsüdöstlich Chotěboř (Lesestein); östlich „Wasserleitung", beziehungsweise westlich Bilek; im Sopoter Reviere in der nordwestlich — südöstlich gestreckten Schneise und noch von anderen Lokalitäten.

Lamellierte Feldspate waren geknickt, größere Körner zerbrochen und aneinander verschoben. Manchmal geschah letzteres in dem Maße, daß man die Bruchteile nicht mehr als ursprüglich zusammengehörige Elemente erkannte. Sogar entlang der Zwillingsebene zum Teile gespaltene Plagioklasquerschnitte wurden beobachtet (Sopoter Revier). Zwischen die beiden Hälften ist dann keilförmig Quarz in Aggregatform eingedrungen.

In einem Falle war die undulöse Auslöschung eines Feldspates soweit gediehen, daß er zwischen gekreuzten Nikoln eine eisblumenähnliche Lichtverteilung beobachten ließ. Im Gesteine von Sokolovec dolni wurde der Plagioklas nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode (Parallelstellung: $\varepsilon > \gamma'$ und $\omega > \alpha'$) als Albit oder sehr saurer Oligoklas bestimmt.

Am weitesten ist freilich die Auflösung der größeren Durchschnitte in kleine Bruchstücke beim Quarze gediehen. Diese gehen in ganz feinkörnige Aggregate über. Die Elemente dieser letzteren greifen mit scharfen Ecken und Zacken ineinander ein, also analog wie im unveränderten körnigen Gesteine (cf. Bild 1, Tafel V). Derlei Quarzaggregate sind jedoch nicht überall ganz gleich ausgebildet. An manchen Stellen findet man nämlich zwischen den feinen Quarzkörnchen keine Muskovitgebilde, an anderen dagegen ist dem Quarze in unregelmäßiger Form heller Glimmer in kleinen Partikeln beigemengt. Ob da ein primärer oder durch Feldspatzersetzung entstandener Muskovit vorlag, bleibt unentschieden.

Größere, sicher primäre Muskovitschuppen sind verbogen oder wie in kleinere Schüppchen zerdrückt vorgelegen. Größere Feldspate, beziehungsweise auch Quarze liegen mitunter in einem wirren Gemenge kleiner Quarzkörnchen. Also lauter Erscheinungen, wie wir sie aus kataklastisch veränderten Graniten her kennen.

Spurenweise beobachtete ich Sericit.

In sehr biotitreichen Gesteinsmodifikationen, wie östlich Bilek, bilden Muskovit und Biotit gemeinschaftlich kurze Flasern.

Ein Granat tritt hie und da in Form vereinzelter unregelmäßig begrenzter, fast farbloser Körner auf.

Sehr selten und in kleinen Mengen beobachtete ich ein übrigens stets limonitisch zersetztes Erz.

Zwischen dieser und der sub I geschilderten Ausbildung bestehen alle möglichen Zwischenglieder.

III. Bedeutende mikroskopische Unterschiede gegenüber den Modifikationen sub I und II zeigen die grünlichgrauen bis graugrünen feinkörnigen Gesteinsausbildungen der Gegend nördlich und nordwestlich von Bilek und jene des Doubravatales, soferne letztere schon makroskopisch phyllitähnlich aussahen.

U. d. M. bestehen sie nämlich aus gestreiftem und ungestreiftem Feldspat, aus viel Quarz, Spuren eines braunen nebst wenigem hellen Glimmer, minimalen primären Erzmengen und bedeutenderen Quantitäten von einem grünen Elemente, das dem Gesteine seinen charakteristischen Habitus verschafft und wahrscheinlich

zumindest zum Teile aus Biotit hervorgegangen und vermutlich (zum Teile) für Chlorit zu halten ist. Die stark pleochroitischen Gebilde möchte ich eher für einen grünen oder noch nicht ganz zersetzten Biotit halten. Dieser letztere ist sehr reich an dunklen (? Rutil) Nädelchen. Manchmal bildet jedoch der vermutliche Rutil auch nur staubförmige Gebilde oder winzig kleine Körnchen. Vielleicht sind dies die Querschnitte der Nädelchen. Sind die Körner oder Häufchen weißgrau, so dürften dieselben wohl Leukoxen sein. Apatit fand ich nur in einzelnen wenigen Körnern. Bis auf den Quarz ist alles stark zersetzt. Speziell der Feldspat ist gewaltig kaolinisiert und in Muskovit umgewandelt. Gestreifte Feldspate waren relativ weniger konstatierbar. Lokal konnten sericitartige Gebilde beobachtet werden.

Auch zwischen dieser und der sub II besprochenen Ausbildung bestehen vermittelnde Zwischenformen.

Lagerungsverhältnisse. Bei K. 504, westlich Chotěboř, sehen wir ein zwar nicht hierhergehöriges Gestein fast genau nordsüdlich streichen und östlich unter einem sehr großen Winkel, er schwankt um 80°, einfallen.

Späteren Angaben vorgreifend, sei bemerkt, daß auch der nicht zum roten Granitgneise gehörige Biotit-, beziehungsweise graue Zweiglimmergneis mit den graphitischen etc. Einlagerungen östlich von der genannten Stadt noch dieselben Lagerungsverhältnisse aufweist. Davon abweichende finden wir dagegen, sobald wir in das große, östlich von Chotěboř gelegene Gebiet des roten Zweiglimmergranitgneises gelangen. In diesem werden wir vorerst im allgemeinen zwei Zonen [1]) zu unterscheiden haben, eine nördliche und eine südliche. Erstere läßt nordsüdliches Streichen und östliches Einfallen erkennen, die südliche Zone dagegen ein anderes. Nachstehend die Beobachtungen an den einzelnen Stellen.

Im ganzen Doubravatale von Lhotka bis Bilek kann man nordsüdliches Streichen und östliches Einfallen nachweisen. Der Fallwinkel schwankt beträchtlich. Bei K. 428 — St. Mariental der großen Karte — betrug er 30°. Er übersteigt jedoch diesen an anderen Stellen bedeutend.

Gleiche Lagerungsverhältnisse findet man noch beim ersten Bahnwächterhause (Wh.) an der Strecke von Chotěboř gegen Ždirec, im Sopoter Reviere in der langen, südwestlich verlaufenden Schneise, beziehungsweise auch an dessen Grenze, und zwar am südwestlichen Ende des ehemaligen Bileker Teiches und in der Ortschaft Sopoty sowie schließlich noch beim M. H. Brančov im Tale des Čerhovkabaches.

Dies die Verhältnisse in der nördlichen Zone, wobei vorläufig von dem Vorkommen am nördlichen Blattrande abgesehen wird.

Südliche Zone. In diese fällt außer anderen Stellen das Gebiet um K. 517 östlich von Chotěboř. Hier kann man ein Streichen beobachten, das zwischen Stunde 7 bis 9 schwankt, wobei das Verflächen ein dementsprechend nordöstliches ist.

[1]) Später unten werde ich eine Dreiteilung einführen.

An der Straße, die von Chotěboř (Bahnstation) nach Bilek führt, wurde ungefähr am halben Wege ein künstlicher Aufschluß konstatiert (cf. pag. 144). Hier streichen die Schichten nordwestlich und verflächen nordöstlich.

Dieselben Verhältnisse lassen schließlich die zahlreichen natürlichen Aufschlüsse der Umgebung von Bilek erkennen, und zwar an beiden Ufern der Doubrava sowie noch südöstlich davon, am Rande des Sopoter Revieres.

Auf all diese Tatsachen stützt sich nun der Schluß, daß die Lagerungsverhältnisse in dem großen Zweiglimmergneis, beziehungsweise Granitgneisgebiete östlich, beziehungsweise südöstlich Chotěboř keine normalen sein dürften. Ohne von den tatsächlichen Beobachtungen weit abzuweichen, können wir im angeführten Gebiete eine Dislokation annehmen[1]).

Im Distrikte bei Věstec findet man westlich von Horni V. am Südrande des dortigen Waldes und nördlich K. 540 der großen Karte ein Streichen in Stunde 3 bei südöstlichem Verflächen.

Dieselbe Lagerung ließ der graue Biotitgneis in Věstec selbst erkennen und schließlich weichen davon auch die Beobachtungen östlich von Sloupně in keiner Weise ab.

Zwischen den Beobachtungspunkten in der Umgebung von Věstec und Sloupně, beziehungsweise dem natürlichen Aufschlusse beim M. H. Brančov (Streichen h 12, Fallen h 6) liegt außer anderem besonders noch das Alluvialgebiet des Čerhovkabaches. Aus diesem Grunde könnte man auf Grund obiger Daten, allein nur mit größter Reserve, vielleicht auch hier eine (also zweite) Dislokationslinie annehmen. Diese letztere müßte so gut wie mit der Richtung des Čerhovkabaches zusammenfallend gedacht werden und wäre demnach ein Parallelbruch zu der erstangeführten Verschiebungslinie.

Zur Frage, ob auch die Kreide an ihrer und dies nordöstlichen, beziehungsweise nördlichen Grenze gegen das sogenannte Eisengebirge von einem Bruche begleitet wird, wurde bereits in den Verhandlungen unserer Anstalt (Jahrgang 1906) Stellung genommen. Für das diesbezügliche Gebiet des Deutschbroder Kartenblattes habe ich keine Beobachtungen machen können, die nur irgendwie dafür sprechen.

Es fragt sich nun vor allem, in welchen Grenzen man das Alter des obigen sicheren, beziehungsweise des hypothetischen (zweiten) Bruches bestimmen kann.

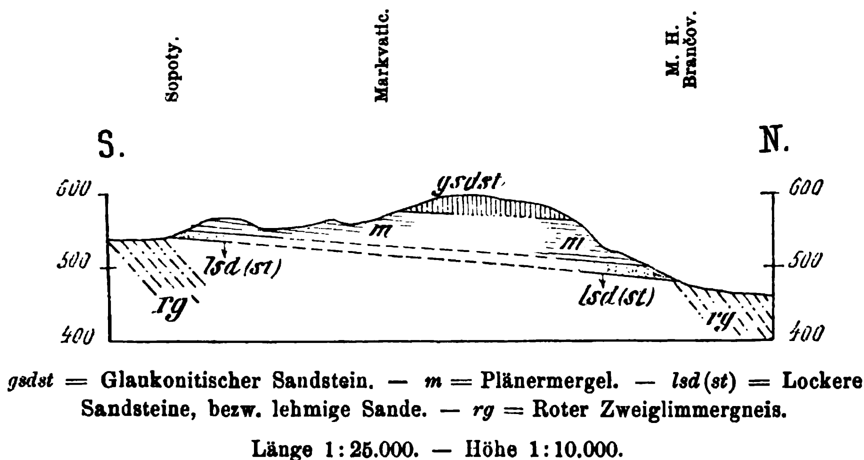
Unseren oben als südliche Granitgneiszone angesprochenen Distrikt mit dem allgemeinen Streichen in h 9 und dem nordöstlichen Verflächen wollen wir von nun ab der Kürze halber als Bileker Zone bezeichnen, da Bilek die einzige Ortschaft ist, die noch in diesem Gebiete liegt. Die frühere nördliche Zone (mit deren Streichen h 12, Verflächen h 6) bezeichnen wir weiterhin als Sopoter Zone und fassen sie mit Rücksicht auf das Vorkommen des roten Zweiglimmergneises bei Věstec als mittlere auf, während wir das Gebiet des

[1]) Ich verzeichne diese zwar in der Karte nicht, der Leser kann sich jedoch dieselbe bei Berücksichtigung obiger Angaben im Geiste konstruieren.

roten Zweiglimmergneises um Věstec (mit seinem Streichen in h 3 und Verflächen in h 9) als nördliche deuten und nun weiter als Věstecer Zone benennen wollen.

Was die Altersfrage des ersten (oder eventuell überhaupt einzigen) Bruches in der gegenständlichen Gegend, das heißt, der Dislokation zwischen der Bileker und Sopoter Zone betrifft, ist es aus all dem vorne Gesagten wohl klar, daß eine Altersbestimmung bei der geschilderten Sachlage ganz unmöglich ist, soferne wir uns nicht in Hypothesen einlassen wollen. Da Autor auf diese Frage bei der Bearbeitung des Blattes Časlau und Chrudim ohnedies wird zurückkommen müssen, deshalb können weitere Deutungen den bezüglichen späteren Publikationen vorbehalten bleiben.

Fig. 5.



gsdst = Glaukonitischer Sandstein. — *m* = Plänermergel. — *lsd*(*st*) = Lockere Sandsteine, bezw. lehmige Sande. — *rg* = Roter Zweiglimmergneis.

Länge 1:25.000. — Höhe 1:10.000.

Wir sagten früher, daß der rote Zweiglimmergneis bei Sopoty das Liegende der Kreide bildet. Das gleiche wurde in der Gegend unmittelbar westlich vom M. H. Brančov konstatiert. Diesbezüglich verweise ich auf das vorstehende Profil Fig. 5. Nun liegt Sopoty in einer Seehöhe von 538 *m*, der M. H. Brančov dagegen nur in einer solchen von 471 *m*. Daraus ergibt sich zwischen beiden Lokalitäten eine derzeitige Niveaudifferenz von 67 *m* oder, um ganz sicher zu gehen von zumindest rund 60 *m*.

Unter dem Schutze der Kreidedecke konnte natürlicherweise das Liegende derselben seit der Anfangsphase der Transgression durch das Kreidemeer nicht mehr verändert werden. Von dieser allgemeinen Erkenntnis und von der Tatsache ausgehend, daß wir die Lagerung der Kreide im allgemeinen als horizontal annehmen müssen, kommen wir zu dem zwingenden Schlusse, daß die Grenzfläche zwischen dem liegenden Zweiglimmergneise und der Kreide schon vor der Ablagerung der Kreidesedimente eine zur Richtung der derzeitigen Talachse, also zum Verlaufe der fraglichen

Bruchlinie zwischen der Sopoter und Věstecer Zone geneigte schiefe Fläche repräsentiert haben muß.

Die eventuelle Annahme, die übrigens absolut keine Stütze im Terrain findet, zwischen Sopoty und dem M. H. Brančov bestünde unter der Kreide eine Art kristalliner Rücken, der etwa von Ost nach West gestreckt wäre, ändert übrigens am Wesen der Sache so gut wie absolut gar nichts.

Obige Schlußfolgerung macht es nur erklärlich, warum wir am Rande der Kreide im Tale des Čerhovkabaches so zahlreiche Quellen [1]) austreten sehen, während sie am Rande gegen das Doubravaalluvium schier ganz zu fehlen scheinen oder wenigstens sicher nicht in derselben großen Anzahl [2]) und Ergiebigkeit beobachtet werden können. Alles, oder sagen wir das allermeiste Grundwasser fließt vermutlich auf der gegen Nord geneigten schiefen Ebene in dieser Richtung ab.

Unser Zweiglimmergneis bildet ferner, wie auch schon bemerkt, noch westlich von Horni und Dolni Věstec und bei Sloupně das Liegende der Kreide (cf. Profil Fig. 6). Die höchsten Punkte, an denen wir in der besagten Gegend noch jetzt Kreidebildungen, die auf gneisiger Unterlage aufruhen, finden, liegen bei 520 *m* (östlich Kladruby [3]). Um jedoch auch hier eventuelle Beobachtungsfehler möglichst zu eliminieren, nehme ich dafür nur die Höhe von 510 *m* an.

Trotz der Annahme einer Fehlergrenze von fast 10 *m* resultiert jedoch aus dieser Seehöhe (510 *m*) gegenüber jener des M. H. Brančov (471 *m*) noch immer eine Differenz von 39 oder etwa rund 40 *m*.

Da die Kreide auch am rechten Ufer des Čerhovkabaches im allgemeinen horizontal liegt, deshalb folgt daraus der dem obigen analoge Schluß, daß die Kreide auch hier mit Bezug auf die Umgebung des M. H. Brančov (was übrigens beinahe der derzeitigen Talsohle selbst gleichkommt) schon von allem Anfange an Niveaudifferenzen vorgefunden hat.

Vereinigen wir nun diese beiden Deduktionen, so können wir weiter sagen: das Kreidemeer hat bereits zur Zeit der Überflutung der Gebiete zwischen Sopoty und Věstec dortselbst eine Depression angetroffen, die zumindest in der Gegend des M. H. Brančov mit der derzeitigen Achse des Čerhovkatales mehr oder weniger zusammenfällt.

Dies wäre eine Ableitung, die vielleicht auch für die Ansicht E. Tietzes spricht, welche bekanntlich dahin geht, daß die Verhältnisse des Tertiärs und sogar der Kreide darauf hinweisen, daß

---

[1]) cf. oben pag. 117.

[2]) Manche Quellen können ja unter der derzeitigen Oberfläche der Doubrava zuströmen.

[3]) Einst ist die Grenze gewiß noch höher gelegen. Die Gewässer zerstören ja die Gebilde im allgemeinen von oben nach abwärts, falls wir von Unterwaschungen absehen, wie sie eben aus Kreidegebieten bekannt sind.

manche Täler oder zumindest viele Talstrecken ziemlich alten Datums sind[1]).

Hinsichtlich des Wasseraustrittes an der Kreidegrenze westlich von der Linie Věstec—Sloupně, meine ich dieses Gebiet als Pendant zu jenem von Sopoty—Bilek auffassen zu dürfen.

Berücksichtigen wir nun alles, was bisher über die Lagerung in der Sopoter Zone und in jener von Věstec vorgebracht wurde, so dürfte der Schluß erlaubt sein, daß der Bruch zwischen der Sopoter und Věstecer Zone, falls man dessen Existenz auf Grund der Lagerung des Zweiglimmergneises allein überhaupt anerkennt, vorcretacischen Alters ist.

Für die Annahme eines postcretacischen Bruches geben uns die beobachteten Tatsachen in der Sopoter und Věstecer Zone zumindest keine Veranlassung (cf. auch III. Abschnitt). Beweise fehlen jegliche.

Damit soll bei weitem nicht gesagt sein, daß es in der in Rede stehenden Gegend nicht jüngere Brüche gäbe. Hier bemerke ich, den späteren Auseinandersetzungen vorgreifend nur, daß zum Beispiel bei Libitz ein unanfechtbarer, untergeordneter Bruch postcretacischen oder zumindest cretacischen Alters konstatiert wurde. Darüber jedoch mehr in dem Abschnitte, in welchem wir uns speziell mit den Sedimenten des Kreidemeeres beschäftigen werden, da der Bruch im Gebiete des Kartenblattes „Deutschbrod" nur in solchen sicher konstatierbar war.

Eine beachtenswerte Einwendung gegen die vorgebrachte Altersansicht scheint mir nur folgender Ideengang zu sein.

Im Bereiche der Sopoter Zone haben wir nördlich Ždirec Kreidebildungen bei K. 565, nördlich von Sobiňov sogar noch in einer Seehöhe von 594 *m*; dagegen findet man bei K. 563 westlich vom Z. S., der in der großen Karte nördlich 565 an der Straße verzeichnet erscheint, und gar bei K. 558, dann bei K. 575 südlich Oudavy usw., also in einem Niveau, in dem man Kreidesedimente noch erwarten könnte, wenn das Kreidemeer in der bezeichneten Gegend tatsächlich über einer damals schon bestandenen Tal-, respektive vielleicht Bruchfurche seine Sedimente abgelagert hätte, keine derartigen Gebilde mehr.

Daraus könnte man vielleicht irgendeinen postcretacischen Bruch am derzeitigen nördlichen Kreiderande der Sopoter Zone in der bezüglichen Gegend ableiten, indem man zu der Annahme greift, die Sopoter Zone sei der gesunkene, die Věstecer der stehengebliebene Flügel und ferner, daß die Kreide im Gebiete des Věstecer Flügels schon abradiert worden sei.

Ich gestehe es unumwunden ein, daß ich gerne bereit wäre mich einer derartigen Deutung anzuschließen. Man müßte selbe nur beweisen können. Mir gelang dies nicht. Im Gegenteil. Die Lehme in der Talfurche, die von Oudavy gegen Ždirec herabkommt, kann

[1]) „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch". Jahrb. d. k. k. geol. Reichs.-Anst. 1901, pag. 705 u. 706.

man vielleicht hypothetisch eben als allerletzte Reste der ehemaligen Kreidedecke deuten.

In dieser Weise treten nämlich in meinem Aufnahmsgebiete die letzten Reste einer Kreidecke überall auf. Falls wir eine derartige Decke in besagter Gegend annehmen, dann können wir uns wenigstens auch erklären, wie es zu der Ausbildung der so auffallend tiefen Furchen in Ober Studenec, beziehungsweise nordwestlich von der bezüglichen K. 565 kommen konnte, da ja doch das Niederschlagsgebiet derselben nur ein minimales ist, denn die Gräben reichen ja fast unmittelbar an das scheinbare Alluvium im Tale Oudavy—Ždirec heran, und ferner, da die Gegend nördlich und nordöstlich von Ober Studenec eigentlich wasserarm zu sein scheint.

In einem derartigen Falle könnte man die erwähnten Gräben wenigstens als alte Wasserläufe deuten, deren heutige Form und Tiefe als durch die Verhältnisse begründet angenommen werden könnten, wie sie zur Zeit unmittelbar vor der Transgression des Kreidemeeres in diesen Gegenden bestanden haben mögen.

Schließlich soll hier nur noch die Bemerkung Platz finden, daß ich in Ober Studenec auf der rechten, wie auf der linken Talseite horizontal liegenden Pläner in gleicher Seehöhe fand.

Das einzige, was noch einen Scheingrund abgeben könnte, von einem postcretacischen Bruche zwischen der Sopoter und Věstecer Zone sprechen zu dürfen, wäre vielleicht die schon erwähnte tatsächlich cretacische oder postcretacische Verwerfung bei Libic, die wir später ausführlich erläutern werden, und dann sind es gewisse untergeordnete Störungen am nördlichen Rande der Kreide in der Sopoter Zone.

Erstere hat jedoch einen ganz anderen Verlauf und selbe ist wahrscheinlich durch die Hauptbrüche im Eisengebirge[1]) bedingt.

Wie es zu ganz lokalen Störungen am Rande der Kreide kommen kann, damit werden wir uns später zu beschäftigen haben, hier genüge nur folgendes Beispiel.

Von Studenec führt in westlicher Richtung eine Straße nach Libic, und zwar in Studenec am linken, von Odranec weiter am rechten Bachufer. Knapp vor der Stelle, wo der Weg den Bach übersetzt, fand ich nun den Pläner östlich von der Brücke in h 3 streichen und südöstlich unter einem Winkel von 40° einfallen. Man wird vielleicht sagen: eine Bestätigung für das postcretacische Alter der Störungen am Südwestrande des Eisengebirges in diesem Gebiete. Leider liegt derselbe Pläner knapp daneben und sonst in der Umgebung stets horizontal und die Richtung dieser Dislokation verläuft doch nach Stunde 3 also auch hier beiläufig parallel zu den Hauptbrüchen im Eisengebirge.

---

[1]) Man vergleiche die bezüglichen Angaben des Autors in der Arbeit in den Verhandlungen 1906.

H. Roter amphibolführender Biotitgranitgneis mit wechselnden Mengen von Muskovit.

Der rote amphibolführende Biotitgranitgneis ist im Gebiete unseres Kartenblattes ganz auf die Nordostecke beschränkt. Durch breite Talalluvien und von der Kreidedecke wird er in drei größere Teile zerschnitten.

Der südliche davon reicht von Perschikau (Peršikov) über den Slavětinberg und die Ortschaft gleichen Namens fast bis Neu Ransko im Doubravatale. Ein Ausläufer dieses Vorkommens erstreckt sich von Slavětin ostwärts bis Audolen, denn in der Ortschaft Slavětin stand einmal Biotitgneis an, südwärts davon fand ich aber Lesesteine dieser Felsart.

In östlicher Richtung grenzt dieses Vorkommen zum Teile an Amphibolgranitite mit porphyrischen Feldspatausscheidungen (cf. pag. 133) und zum Teile an Gabbrogesteine. Gegen Süden und teilweise gegen Westen sind an seiner Grenze Biotitgneise zur Ausbildung gelangt. Gegen Nordwesten geht dagegen dieses Gestein durch den Ausfall des Amphibolminerals in die roten Zweiglimmergneise des vorausgehenden Abschnittes über. Die letztere Grenzlinie ist daher nur als relativ zutreffend aufzufassen. Dies um so mehr deshalb, weil der eluviale Lehm die Verhältnisse sehr verschleiert.

Die zweite Partie ist östlich von der Bahnstrecke Ždirec—Hlinsko[1]) gelegen. Sie reicht im Süden nahezu bis Ždirec, da sie erst bei Kohoutau unter der Kreide verschwindet. Im Osten setzt sie sich über die Blattgrenze fort. Die westliche, nordwestliche und nördliche Grenze bildet das Talalluvium eines in der Karte namenlosen kleinen Zuflusses der Doubrava.

Bedeutend komplizierter ist die Umgrenzung der dritten Partie. In Ober Studenetz grenzt an den roten amphibolführenden Biotitgranitgneis auf einer ganz kurzen Strecke ein Diorit, der im nächsten Abschnitte zur Besprechung gelangen soll. Westwärts schreitend, sieht man ganz deutlich am rechten Gehänge des Čerhovkatales entwickelte lichte Mergel der Weißenberger Schichten in Rede stehendes Gestein transgredieren. Am Ausgange des Tälchens, das von Rowný über Záles und Hutsch herabkommt, schiebt sich abermals ein Diorit in das gegenständliche Gestein ein. Auch darüber folgen genauere Angaben erst im nächsten Abschnitte. Bei Wodranetz sehen wir alluvialen Schotter bis an den Granitgneis und den eben erwähnten Diorit heranreichen. Dies bringt es mit sich, daß wir den Kreidedistrikt westlich von der genannten Ortschaft nicht mit jenem, der von Studenetz herab kommt, unmittelbar verbinden konnten. Vermutlich treten jedoch unter den Wiesen. von Podmoklan und Odranec die von der Terrainausbildung theoretisch erheischten Kreideglieder ebenfalls auf.

Die Grenzlinie des roten Biotitgranitgneises ist im westlichen Verlaufe infolge des Ineinandergreifens[2]) dieses Gesteines und

[1]) Hlinsko liegt bereits außerhalb des Kartenblattes.
[2]) Cf. nächsten Abschnitt.

des dortigen Diorites unregelmäßig. Die äußersten Spuren wurden östlich von Stikow (Stikova) als Lesesteine vorgefunden. Bei der genannten Ortschaft mischen sich solche von beiden Gesteinen. Im Tälchen von Odranec gegen Rovný (Rovně) wandernd, sahen wir am Ausgange ebenfalls einen Diorit. Höher oben wird jedoch dieser von unserem Granite zuerst nur an zwei Stellen in seinem Zusammenhange unterbrochen und in der Gegend bei Rovný bis auf eine kleine Ausnahme ganz verdrängt (cf. Angaben im nächsten Abschnitte).

Bei Záles tritt zu dem genannten Gesteine übrigens noch der Rest einer Biotitgneisscholle, die in der Karte nicht ausgeschieden erscheint. Sie schien mir zu geringfügig.

Die nördliche Grenze dieses Granitgneises bilden Lehmbildungen, in denen man jedoch noch zahlreiche Belege für einen roten Biotitgranitgneis, Muskovit Granitgneis oder auch für Granitgneise mit beiderlei Glimmern vorfindet. Es sind dies die Übergänge zum westlichen roten Zweiglimmer(Granit)-gneise.

Die östliche Grenze des bezüglichen amphibolführenden Granitgneises wird schließlich einerseits von den Alluvionen des vorerwähnten, in der Karte namenlosen Zuflusses der Doubrava und anderseits von einem Gabbro, respektive Diorite und von Lehmablagerungen gebildet. Dieser Lehm könnte, wie oben (pag. 158) bemerkt, eventuell auch einen letzten Rest des untersten Kreidehorizontes unseres Gebietes repräsentieren. Bei Audaw (Oudavy) steht der gegenständliche rote Granititgneis mit untergeordneten Amphibolspuren und das benachbarte östliche amphibolführende Biotitgranitgneisvorkommen eventuell in Verbindung.

Im Gebiete der Slavětiner Partie hatte ich keinen Aufschluß beobachtet. Alle Eintragungen erfolgten also nur auf Grund von Feldlesesteinen, die folgende Ausbildung aufwiesen.

Ein großer Teil der Funde sprach direkt dafür, daß das Gestein auch hier eigentlich nur als ein roter Biotit-, beziehungsweise lokal als Muskovit- oder als Zweiglimmer-Granitgneis aufzufassen wäre und ich will es gar nicht verhehlen, daß ich im Falle einer neuerlichen Aufnahme dieses Distriktes bei Nichtberücksichtigung meiner derzeitigen Manuskriptblätter die Grenzlinien vielleicht zugunsten der letztgenannten Felsarten und auf Kosten des amphibolführenden Granitgneises ziehen könnte.

Am Karrenwege, der von der Ortschaft Slavětin zur gleichnamigen südlich davon gelegenen Kuppe K. 623 führt, fand ich rote, quarz- und feldspatreiche Proben, in denen nicht gerade reichlich der dunkelgrüne Amphibol beobachtet wurde. Glimmer war in manchen dortigen Funden so gut wie gar keiner vorhanden. Als Folge davon meine ich für derlei Ausbildungen einen allgemeinen Mangel einer deutlichen Schieferung angeben zu dürfen. Das Gefüge ist also deshalb oft sehr granitisch bei mittelgroßem Korne. Der Amphibol bildet unregelmäßige Gruppen, wie dunkle Flecke oder kurze Striemen, auf hellem Grunde. Manchmal zeigt eine derartige Anordnung auch der fettglänzende Quarz. Tritt auch der Amphibol zurück, so bekommt das Gestein einen stark aplitartigen Habitus; dies

namentlich dann, wenn gleichzeitig die Korngröße abnahm. Ich bemerke jedoch, daß untergeordnet auch das Umgekehrte, das heißt, ein grobes Korn bei gleichzeitigem Ausfalle des Amphibols zur Ausbildung gelangen kann, oder es wären diese Funde als Pegmatite aufzufassen.

Die reichlichste Amphibolführung beobachtete ich in den Lesesteinen östlich und westlich von der Straße, die von Slavětin nach Ždirec führt, und zwar in der Gegend nördlich, beziehungsweise nordnordöstlich bis nordöstlich von Slavětin am dortigen Waldrande.

Da sich die mikroskopischen Bilder dieses Gesteines mit den vorne beim Zweiglimmergranitgneise sub I und II geschilderten bis auf den Amphibol decken, deshalb verweise ich hier kurz auf jene Angaben und bemerke nur noch folgendes betreffs dieser hier neu hinzukommenden Gesteinskomponente.

Die Formen der Schnitte waren ganz unregelmäßig. Im allgemeinen scheinen die Individuen parallel zur kristallographischen *c*-Achse gestreckt zu sein. Das dieser Richtung entsprechende Spaltensystem war stets deutlich ausgebildet. Die Farbe war im durchfallenden Lichte satt grasgrün mit einem Stiche ins Bläuliche oder sie war grünlichgelb. Als Einschlüsse beobachtet man Erze. Lokal war diese Hornblende auch bereits zersetzt. In derlei Fällen war ihre Abtrennung von einem eventuellen ebenfalls grüne Farbe aufweisenden Zersetzungsprodukte eines dunklen Glimmers sehr schwer. An dem Materiale der Slavětiner Partie waren weiter keine mikroskopischen Eigentümlichkeiten beobachtet worden.

Die Kohoutau-Wscheradower Partie bot einen schlechten Aufschluß an der Nordwestbahn ungefähr nordwestlich K. 594. Das Gestein war ganz unregelmäßig zerklüftet und zerfallen ohne etwas Instruktives zu zeigen. Im südlichen Teile dieser Partie sind selbst Feldlesesteine Seltenheiten, falls man von der unmittelbaren nördlichen Umgebung von Kohoutau absieht.

Erst an der Grenze gegen Stružinetz (östliches Nachbarblatt) kann man kleine Blöcke von Amphibolgranit mit oder ohne Parallelstruktur beobachten.

Im Gebiete dieser Gesteinspartie wurde knapp am Kartenrande, nordöstlich K. 594 der großen Karte, eine Probe gefunden, die gar keinen Glimmer sondern nur dunkelgraue Hornblende führt. Diese letztere kann in kleineren Nestern oder einzeln auftreten. Ihre Eigenschaften sollen später unten genauer geschildert werden.

In der Ortschaft Všeradov (in der äußersten nordöstlichen Ecke unseres Kartenblattes) sind zahlreiche, nicht sehr große, zusammengetragene Blöcke vom roten amphibolführenden Granite mit mehr oder minder deutlicher Parallelordnung der in verschiedener Menge vorhandenen Glimmerschüppchen angetroffen worden.

Je weiter man am nördlichen Blattrande gegen Westen fortschreitet, um so spärlicher werden die Feldlesesteine und der Amphibol derselben. Den meisten Amphibol beobachtete ich in den hierhergehörigen Proben überhaupt südwestlich von Všeradov.

Wie im Gebiete des amphibolführenden Granitgneises bei Slavětin, so scheint auch in dem Distrikte am östlichen Blattrande das Gestein zumindest teilweise als roter Biotit — beziehungsweise Muskovit — beziehungsweise als Zweiglimmergranitgneis entwickelt zu sein. Übergänge zum letzteren sind in der Richtung gegen West unverkennbar vorhanden. Dasselbe meine ich für die Gegend nordöstlich Ždirec angeben zu dürfen. Gar nicht selten findet man auch hier aplitartige Ausbildungen.

Da die makro- sowie mikroskopischen Verhältnisse von den vorne geschilderten zumindest durch nichts Wesentliches abweichen, deshalb folge auch hier nur eine kurze Ergänzung zu den Angaben über das Auftreten des Amphibols.

Neben grünen zeigen einzelne Schnitte im durchfallenden Lichte eine gelblich-braungrüne und graugrüne Farbe. Zwillingsbildung erfolgt nach (100). Die Auslöschung schwankte mit Bezug auf die prismatischen Spaltrisse fast stets um 18°.

Bezüglich des Amphibols aus dem Gesteine nordöstlich von K. 594 sei schließlich folgendes bemerkt.

Die Form ist stets unregelmäßig, die Schnitte sind meist leisten- oder nadelförmig nach der kristallographischen c-Achse gestreckt. Nur ganz seltene Schnitte zeigen die Trassen der Flächen (110). Die diesen Flächen entsprechende Spaltbarkeit war stets sehr deutlich ausgebildet. Im durchfallenden Lichte waren die Schnitte verschieden grün oder gelb gefärbt. Eine vollkommen sichere Bestimmung der Achsenfarben war vorläufig nicht durchführbar. Annäherungsweise fand ich jedoch $\mathfrak{a}$ hell grünlichgelb, $\mathfrak{b}$ grün mit einem Stiche ins bräunliche und $\mathfrak{c}$ blaugrün. Die Absorption war in derlei Schnitten $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Die Auslöschungsschiefe betrug mit Bezug auf die prismatische Spaltbarkeit 16 bis 17°.

Westlich und westsüdwestlich von Audaw (Oudavy) sehen wir auf der Anhöhe „U babylonu“ K. 602, beziehungsweise südöstlich Rovný (Rovně) roten Biotitgranitgneis und roten amphibolführenden Granitgneis in Blockform auftreten. Im teilweisen Gegensatze dazu kann man das Gestein im Gebiete nördlich vom langgestreckten Dorfe Studenetz oder auf der Linie Stikova, Huč, „na Kopcich“ und „na Vychnalově“ zumeist als roten Biotitgranitgneis (mit größerem oder kleinerem Amphibolgehalte) in Lesesteinform entwickelt vorfinden.

Betreffs des Ineinandergreifens des roten Biotitgranites und des Diorites verweise ich auf die Angaben im folgenden Abschnitte.

Hinsichtlich der mineralogischen Zusammensetzung des Gesteines aus dem Gebiete dieser Partie sei allgemein bemerkt, daß diese mit jener der Gesteine der beiden vorerwähnten Lokalitäten übereinstimmt. Beachtenswert scheint mir nur das Verhalten des Biotites zu sein. In den Dünnschliffen mancher Proben erwies er sich nämlich fast ausnahmslos vollkommen in eine grüne chloritische Substanz umgewandelt. Im Handstücke verriet nun diese eine dunkel grünlichgraue Farbe und ließ keinen metallischen Glanz wie der frische Biotit erkennen. Deshalb sowie wegen einer Faserung parallel zur Längsrichtung der

Gebilde, die als eine Spaltbarkeit leicht gedeutet werden könnte, machen derlei Elemente sehr häufig im Felde den Eindruck, als hätte man es auch an solchen Stellen mit einer grünen Hornblende zu tun; dies namentlich deshalb, weil ja grüne Hornblende tatsächlich im Gesteine auch vorkommt.

Das gangförmige Granitvorkommen, welches westlich von Huč anstehend beobachtet wurde, ließ bei der Plagioklasbestimmung nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode folgende Beobachtung zu:

Parallelstellung:

$$\omega > \alpha'$$
$$\varepsilon > \gamma'$$

Der Plagioklas ist mithin ein Albit oder Oligoklas.

In derlei Schnitten wurden übrigens auch Orthoklasspindeln und unregelmäßige Partien, wie sie F. E. Suess[1]) beschrieb und abgebildet hat, beobachtet (pag. 426, Fig. 1 *a*).

Das Material vom südlichen Granitgange in demselben Tale (also südwestlich von Huč) stimmt mit dieser Bestimmung insoferne sehr gut überein, als ich nach derselben Methode zu folgenden Resultaten kam. Parallelstellung (zweimal): $\omega > \alpha'$, $\varepsilon > \gamma'$; folglich Gruppe I oder II, und Kreuzstellung: $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$, was also der Albitreihe (Ab . . . Ab_8 An_1) entspräche.

Zu diesem letzteren Materiale bemerke ich, daß es sehr viel Hornblende enthielt, daß der vorhandene Glimmer in seiner Gesamtheit, wie oben angegeben, zersetzt zu sein scheint, daß seine Menge hinter jener der Hornblende zurückbleibt, und daß das Gestein einen vollkommen dioritischen Habitus aufwies, daß es aber dagegen neben dem Albite auch ungestreiften roten Feldspat und Quarz verriet und so zumindest in der mikroskopisch studierten Probe einen Übergang vom Granite zum Diorite oder eine dioritische Fazies des ersteren zu repräsentieren scheint.

Als Albit, beziehungsweise Oligoklas wurde schließlich der Plagioklas auch in dem Gesteine südöstlich von Stikova mehrmals erkannt.

II. Diorit.

Mit Bezug auf mein Aufnahmsgebiet fand ich in der von Andrianschen Manuskriptkarte Diorite (Grünsteine) nordöstlich von Skuhrov[2]), im Ransker Reviere südlich Ždirec[3]) und

[1]) „Über Perthitfeldspäte aus kristallinischen Schiefergesteinen.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904.

[2]) „Geologische Studien aus dem Chrudimer und Časlauer Kreise.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, XIII. Bd., pag. 191.

[3]) „Bericht über die im südlichen Teile Böhmens während des Sommers 1862 ausgeführte Aufnahme.“ Ibidem, pag. 546. Hier werden in der Karte nicht verzeichnete, angebliche Grünsteine noch von folgenden Lokalitäten angeführt: „südöstlich von Deutschbrod bei der Rosenmühle, bei Neuwelt und bei Simmersdorf“. „Auf dem Plateau zwischen Schlappenz und Böhm.-Gablonz in der Nähe von Schachersdorf findet man öfters zerstreute Blöcke von Grünsteinen mit aphanitischem Habitus, ebenso bei Langendorf und Pattersdorf“ (l. c. pag. 542).

nordwestlich bis nordnordwestlich[1]) von der letztgenannten Ortschaft in der Věstecerkette (ostnordöstlich Chotěboř) verzeichnet.

Krejčí und Helmhacker kartierten später Diorite an folgenden Lokalitäten: 1. im Ransker Reviere, 2. in der Umgebung von Huti, das ist westsüdwestlich Ždirec, 3. nördlich Borau, beziehungsweise südlich Perschikau und schließlich 4. in der Gegend nördlich und nordwestlich von Studenetz, beziehungsweise nordwestlich Ždirec.

1. Betreffs des Diorites des Ransker Revieres sei auf die Angaben in jenem Abschnitte der vorliegenden Arbeit hingewiesen, in dem der Gabbro des angeführten Revieres behandelt wird. Im übrigen bemerke ich, daß eine Publikation über die basischen Gesteine dieser Gegend erst vorbereitet wird.

2. Die Diorite aus der Umgebung von Huti, westsüdwestlich von Ždirec.

Nach der Ansicht von Krejčí und Helmhacker sind westlich, südwestlich und südöstlich von dem kleinen Dörfchen Huti knapp an der Grenze außerhalb des Sopoter Revieres und zum Teile noch darin drei Dioritvorkommen vorhanden. Das eine davon, das südöstliche, verzeichneten die Genannten derart, daß man vermuten möchte, es läge eine gangförmige Bildung vor, die sich recht kompliziert verzweigt. Dieser Diorit wird von Krejčí und Helmhacker als nordwestlichster Teil des Ransker Diorites aufgefaßt.

Der Waldbestand rechts und links von der Straße, die von Ždirec gegen Südwest (Slavětin) führt, läßt so gut wie absolut gar keinen Einblick in die tatsächlichen geologischen Verhältnisse zu. Dazu kommt an manchen Stellen noch eine verschieden mächtige Lehmdecke. Deshalb können wir weder zur Frage, ob die Diorite südöstlich von Huti mit dem Hornblendegabbro (oder, wenn man will, mit dem Diorite) des Ransker Revieres an der Oberfläche zusammenhängen oder nicht, noch zu der Frage, ob die vermeintliche, komplizierte Verzweigung tatsächlich existiert, Stellung nehmen. Gefundene Granitgneislesesteine können eher gegen als für die Ansicht Krejčí's betreffs des Zusammenhanges sprechen. Einen brauchbaren Aufschluß fand ich westlich von der Straße, fast genau nördlich von K. 560, nahezu am Waldrande.

Das hier aufgeschlossene Gestein verriet dem freien Auge als wesentliche Gemengteile dunkelgrüne (fast schwarze) Hornblende von mehr oder weniger leistenförmiger Gestaltausbildung und grauen bis weißen Feldspat; ferner beobachtete man etwas Quarz, der auch ganz fehlen kann, und vereinzelte rötlichbraune, kaum hirsekorngroße (?) Zirkone. Das Gefüge des Gesteines steht in der Mitte zwischen einem mittelgrobkörnigen und einem feinkörnigen, nähert sich jedoch schon sehr dem letzteren Charakter. Porphyrische Ausbildung wurde nicht beobachtet. Die Farbe ist grau bis dunkelgrau.

Ein weiterer Fund von anstehendem Diorit aus der Umgebung von Huti wurde westnordwestlich von der genannten Ortschaft, schon ganz im Alluvialgebiete des Doubravsky p. gelegen, verzeichnet.

[1]) Ibidem pag. 195.

Auch hier erkennt man in dem mittelgrobkörnigen bis feinkörnigen Gesteine dunkelgrüne Hornblende, hellgrauen bis weißen Feldspat und kleinwinzige rotbraune Titanitkörner mit freiem Auge. Quarz wurde gar nicht beobachtet. Im Gegensatze zu dem Gesteine des ersten Aufschlusses, das gar keine Spur einer Schieferung aufwies, war dieser Diorit deutlich schiefrig. Streichen h 1, Verflächen fast östlich, Fallwinkel 45°.

Die Gesteinsproben von beiden angeführten Stellen verrieten u. d. M. einen Feldspat, der als recht basischer Andesin oder als saurer Pol der Labradorreihe zu deuten ist.

Alle weiteren kartographischen Einzeichnungen wurden nur auf Grund der beobachteten Lesesteine vorgenommen, die in dem lehmigen Gebiete südwestlich und südlich von Huti angetroffen wurden.

Südwestlich von Huti fand ich eine geradezu feinkörnige Probe mit bedeutendem Quarzgehalte. Die Schieferung war auch hier deutlich zur Ausbildung gelangt. Hand in Hand mit dem großen Quarzgehalte trat auch der Biotit ein. Der Hornblendegehalt nahm gleichzeitig auffallend stark ab.

3. Außer in der Umgebung von Huti wurden kleinere Dioritvorkommen südlich, beziehungsweise südwestlich von Ždirec noch an folgenden Stellen angetroffen.

a) Ein bald körnig bald schiefrig ausgebildeter (Glimmer-) Diorit fast nördlich von Jitkau. Dieser verriet sich durch einige kleine Blöcke und zahlreiche Feldlesesteine östlich von der Straße, die von Jitkau nach Ždirec führt. Es ist zumindest nicht ausgeschlossen, daß dieser Diorit mit dem Amphibolite von K. 602 in ursächlichem Zusammenhange stehen könnte.

b) Schon Krejčí und Helmhacker erwähnen, wie oben bemerkt wurde, aus der Gegend nördlich von Borau und südsüdöstlich von Peršikov einen Diorit. Ungefähr am halben Wege zwischen den beiden Orten findet man nämlich besonders am linken Ufer des dort ostwestlich verlaufenden Tälchens ein bald ganz körniges, zumeist jedoch etwas schiefriges dioritisches Gestein.

Dasselbe ist fast ganz gleich jenem von Huti. Die Auslöschungsschiefe betrug in Feldspatschnitten senkrecht zu M und P $+ 17^0$ bis $+ 23^0$ und entspricht mithin in verschiedenen Schnitten den Mischungen: $Ab_{65}\,An_{35}$, beziehungsweise $Ab_{58}\,An_{42}$. Auch hier wurde deshalb der Feldspat als Andesin gedeutet. Hie und da glaubt man einen dunklen Glimmer erkennen zu können; u. d. M. wurde diese Beobachtung vollkommen bewiesen. Dieser ist zumeist ganz in einen blaugrünen Chlorit umgewandelt.

Fast genau südlich von obiger Stelle und südsüdwestlich bis südlich von Borau fand ich östlich und ostsüdöstlich von K. 585 in Form von Lesesteinen ein weiteres Dioritvorkommen von bald körniger, bald schiefriger Textur. Auch diese Funde verraten außer Feldspat (Andesin) und Hornblende in manchen Stücken eine ziemlich beträchtliche Menge von Quarz, der vom Glimmer (Biotit) begleitet wird.

c) Als südlichste Diorite sind schließlich jene aus der unmittelbaren nördlichen Umgebung von Klein Lossenitz anzuführen.

Kommt man auf der Straße, die von Příbislau über Wepřova nach Saar (östliches Nachbarblatt) führt, von der zuerst genannten Ortschaft her, so trifft man unmittelbar am nördlichen Ende von Klein Lossenitz rechts von der dortigen scharfen Straßenbiegung (aus nordöstlicher in fast genau nördliche Richtung) einige wenige, allein ziemlich große Blöcke, die mir auf das Vorhandensein eines Quarzbiotitdiorites hinzuweisen schienen. Das Gefüge der Blöcke war mittelgrobkörnig. Mit Leichtigkeit erkennt man deshalb als wesentliche Gemengteile des Gesteines dunkelgrüne Hornblende, grauen, weiß verwitternden Plagioklas und verschiedene Mengen von Biotit. Auch Quarz ist sicher vorhanden; seine Menge variiert jedoch stark.

Der Plagioklas wurde nach zwei Methoden bestimmt. Einmal ergab ein Schnitt senkrecht zu *M* und *P* eine Auslöschungsschiefe von + 25° gegen (010); dem entspräche eine Mischung von $Ab_{55}\,An_{45}$. Dieser Plagioklas wäre demnach ein Grenzglied zwischen Andesin und Labrador.

Ein zweitesmal betrug die Auslöschungsschiefe auf (010) — 11°, was mithin auch auf einen sehr basischen Andesin, also auf ein Grenzglied zum Labrador hinwiese.

Verfolgt man die bezügliche Straße von Klein Lossenitz weiter bis etwas vor K. 640, westnordwestlich von Wepřová, so gelingt es mit Leichtigkeit, rechts und links von der Straße in den Feldern zahlreiche Lesesteine zu sammeln, die auf den ersten Blick stets dunkelgrüne Hornblende, grauweißen Feldspat und mitunter auch dunkelbraunen Glimmer als wesentliche Gemengteile erkennen lassen. Das Gefüge ist bald ganz reinkörnig, bald ist es jedoch auch (dies der häufigere Fall) sehr deutlich schiefrig. Es entstehen ganz schwache Lagen von Feldspat, die mit eben solchen Lagen von Hornblende wechsellagern. Der schiefrige Charakter des Gesteines kommt jedoch besonders deutlich in jenen Fällen zur Ausbildung, wo Biotit in den Gesteinsverband eintritt. Dann sieht man die Schichtflächen stellenweise ganz mit Biotitblättchen bedeckt. Wo der Biotit ganz fehlt, der Feldspatgehalt abnimmt und wo gleichzeitig auch die Korngröße ziemlich klein wird, da ist es in speziellen Fällen sehr schwer zu sagen, ob man es mit einem schiefrigen Diorite oder mit Amphiboliten zu tun hat. Eine Schwierigkeit, mit der man es übrigens auch an manchen anderen Orten, wie zum Beispiel beim Diorite zwischen Borau und Peršikau, beziehungsweise südsüdwestlich von Borau zu tun hat.

Wir wenden uns nun der Besprechung der Diorite nördlich und nordwestlich von Ždirec zu.

Abgesehen von einem untergeordneten Vorkommen, das sich nördlich beim M. H. Brančov durch einzelne Lesesteine verriet, wurden alle noch anzuführenden Diorite nördlich von der Linie Ober Studenec, Odranec und Stěpanov angetroffen.

Der Diorit von Brančov unterscheidet sich von den bisher besprochenen Vorkommen einzig und allein dadurch, daß der Feld-

spat ganz untergeordnet an einzelnen Stellen im Handstücke eine rötliche Farbe verrät; der Plagioklas ist auch hier ein Andesin.

Im Dioritgebiete nördlich von der genannten Linie Ober Studenec—Odranec—Stěpanov haben wir fünf verschiedene Vorkommen zu unterscheiden. Das eine liegt in Ober Studenec, das zweite etwas nördlich davon und südwestlich von Oudavy, das dritte westlich und nordwestlich von der letztgenannten Ortschaft, das vierte und größte in der Gegend zwischen den Lokalitäten Unter Studenec, Odranec, Stikova, Slavikov, Zálesi, Rovně und Huč, und ein ganz untergeordnetes gangförmiges fünftes Vorkommen wurde schließlich auch südöstlich von Na Vychnalově konstatiert.

Die drei ersteren Vorkommen zeigen eine ganz unregelmäßige stockförmige Begrenzung.

Eine gleiche Gestalt verriet zwar auch der als vierter angeführte Diorit, den wir im weiteren der Kürze halber als den Diorit von Stikova bezeichnen wollen. Während jedoch die ersteren Vorkommen keine Apophysen in die Nachbargesteine zu entsenden scheinen, verzweigt sich einerseits der Diorit von Stikova am Rande in Apophysen und anderseits greift der rote amphibolführende Granit(gneis), der oben Seite 159—163 geschildert wird, recht kompliziert gang-, beziehungsweise apophysenartig in den Diorit hinein.

Bis auf den Diorit von Stikova grenzen alle anderen Diorite nur an den erwähnten roten amphibolführenden Granit(gneis). Beim Diorite in Ober Studenec reicht übrigens von Süden her die Kreidedecke bis an denselben heran.

Der Diorit von Stikova grenzt in östlicher und in nördlicher Richtung ebenfalls an den bezüglichen roten Granitgneis, im Nordwesten und Westen dagegen an einen roten Zweiglimmergneis. In südlicher Richtung verschwindet der Diorit unter der Kreide, beziehungsweise unter den alluvialen Bildungen des Čerhovka Baches.

Der petrographische Charakter der in Rede stehenden Diorite bleibt sich in der Hauptsache ziemlich gleich, obschon man oft in die Lage kommt, rein körnige Abarten neben deutlich schiefrigen konstatieren zu müssen.

Als wesentliche Bestandteile erkennt man stets eine dunkelgrüne Hornblende und weißen bis hellgrauen Feldspat. Mit Rücksicht auf die Korngröße dieser beiden Gesteinskomponenten ist das Gefüge bald feinkörnig, bald mittelgrobkörnig, mit allen Übergängen zwischen diesen beiden Formen. Die schiefrigen Modifikationen scheinen jedoch im allgemeinen feiner körnig struiert zu sein. Eine Gesetzmäßigkeit konnte ich für das Auftreten der letzterwähnten Ausbildung nicht erkennen, da fast nur mit Lesesteinen operiert werden mußte. Hornblende und Feldspat sind gleichzeitig auch die farbegebenden Gemengteile des Gesteines, das demnach grünlichgrau bis dunkelgrünlichgrau gefärbt erscheint. In manchen Varietäten kann auch ein Quarzgehalt beobachtet werden. Er wird jedoch nie bedeutend.

Weit auffallender ist eine lokale rötliche Färbung des Gesteines, die von einem roten Feldspate herrührt. Dieser kann nämlich den weißen mehr oder weniger ganz verdrängen. Geschieht dies gleichzeitig mit dem Eintreten von Quarz in den Gesteinsverband, so kann man namentlich in den Grenzgebieten zum roten amphibolführenden Granit(gneise) oft in Verlegenheit kommen, da man dann das Gestein makroskopisch teils als einen orthoklasführenden (oder auch reichen) Quarzamphiboldiorit, teils als einen hornblendereichen und quarzarmen roten Granit benamsen kann.

Neben Lesesteinen von rotem Granit wurden südlich von Stikova auch feinkörnige, schiefrige, grünlichgraue Dioritfunde gemacht, deren Feldspate in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* mit Bezug auf (010) Auslöschungsschiefen von + 22° bis + 24° aufwiesen. Diese wurden deshalb als Andesine gedeutet, denen die Formeln

$Ab_{59}\ An_{41}$, beziehungsweise
$Ab_{56}\ An_{44}$ entsprechen.

Südöstlich von Stikova fand man ebenfalls in Gesellschaft mit rotem amphibolführenden Granite einen körnigen Diorit. Die Struktur war noch im Handstücke teils feinkörnig, teils mittelgrobkörnig. Der Feldspat war weiß. Seine Bestimmung ergab jedoch in vier Fällen zwei ganz verschiedene Resultate. Dreimal wurden Schnitte senkrecht zu *M* und *P* untersucht. In diesen Fällen erhielt ich mit Bezug auf (010) nachstehende Auslöschungsschiefen, beziehungsweise Mischungsformeln:

1. + 23° . . . $Ab_{58}\ An_{42}$ . . . Andesin
2. + 24° . . . $Ab_{56}\ An_{44}$ . . . Andesin
3. − 7° . . . $Ab_{91}\ An_{9}$ . . . Albit.

Nach der Quarz-Feldspatmethode von Becke erhielt ich bei der Kreuzstellung: $\varepsilon > \alpha'$, $\omega > \gamma'$ und folglich auch einen Albit.

Ostsüdöstlich von Stikova beobachtete ich schließlich dort, wo der Feldweg, der von Stikova kommend, mit jenem zusammenstößt, der von Slavikov gegen Süd führt, ein dunkelgraugrünes Gestein von feinkörnigem Gefüge. Mit freiem Auge erkannte man darin dunkelgrüne Hornblende, fettglänzenden Quarz und roten Feldspat. Der letztere Bestandteil war wie in Lagen angeordnet.

Die Quarz-Feldspatbestimmungsmethode lieferte folgende Werte:

a) Parallelstellung (zweimal beobachtet)

$$\omega > \alpha' \text{ und } \varepsilon > \gamma'$$

b) Kreuzstellung

$$\omega > \gamma' \text{ und } \varepsilon > \alpha'$$

Folglich entspricht der Plagioklas einem Albite.

Südlich von Slavikov verriet sich der Feldspat des Gesteines durch folgende Auslöschungsschiefen in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* mit Bezug auf (010) als ein Labrador:

+ 31° . . . Ab_{42} An_{58}
+ 29° . . . Ab_{50} An_{50}
+ 27° . . . Ab_{52} An_{48}

Der Wert + 31° . . . Ab_{42} An_{58} ist etwas unsicher. Deshalb dürfen wir den Plagioklas als einen dem sauren Pole der Labradorreihe angehörigen Repräsentanten auffassen, also als einen Labrador, der sich knapp an die früher beobachteten Andesine angliedern läßt.

Im Graben, der sich von Nový Studenec gegen die Häusergruppe „Na Kopcich“ (= auf den Bergen) hinzieht, wurde knapp an der Mündung ein hornblendereiches feinkörniges Gestein angetroffen, dessen Plagioklas eine Auslöschungsschiefe von + 21° in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* beobachten ließ. Er entspricht also einer Mischung: Ab_{60} An_{40} und ist auch noch als basischer Andesin zu deuten.

In zwei Fällen wurde der Plagioklas auch in dem gangförmigen Dioritvorkommen südöstlich von „Na Vychnalově optisch bestimmt.

In einem Schnitte senkrecht zu *M* und *P* betrug da die Auslöschungsschiefe mit Bezug auf (010) + 26° . . . Ab_{53} An_{47}; mithin entspricht der Plagioklas einem sauren Labrador.

Ein anderer Schnitt war wasserklar und verriet ein System sehr vollkommener Spaltrisse. Mit diesen Spaltrissen schloß die Ebene der optischen Achsen und a einen Winkel von — 10° ein. Zwillingsstreifung war keine zu beobachten. Deshalb und mit Rücksicht auf das Gesagte wurde der Schnitt als parallel (010) aufgefaßt. c trat ein bißchen gegen das Gesichtsfeld geneigt aus.

All' das Beobachtete spricht für einen recht basischen Andesin . . . Ab_4 An_3.

Makroskopisch zeichnete sich dieser Feldspat durch eine sehr zarte rosa Färbung aus.

Alle bisher untersuchten Feldspate entpuppten sich also unter dem Mikroskope etweder als recht basische Andesine oder als sehr saure Labradore, falls wir von den Albitbestimmungen absehen, auf die wir später noch zurückkommen wollen.

Verfolgt man den Karrenweg von Sloupně in der Richtung gegen Odranec, so sieht man (nahe am südlichen Rande des Waldes unterhalb Stikova) unzählige große Dioritblöcke den Boden bedecken. Diese können von dort selbst stammen, sie können jedoch ebensogut auch von der steilen Wand heruntergerollt sein, die sich da in nordwestlich-südöstlicher Richtung erstreckt. In letzterem Falle dürfte die Unterlage der Blöcke cretacischen Alters sein. Der Mangel an brauchbaren Aufschlüssen macht es mir jedoch unmöglich, diesbezüglich eine bestimmte Ansicht zu vertreten.

Um das Ineinandergreifen des Diorites und des roten amphibolführenden Granitites zu studieren, folgen wir vor allem dem Karrenwege, der von Odranec nach Stikova führt.

Knapp hinter den letzten Häusern von Odranec sieht man Diorit und Granitschutt und teilweise auch Schotter beiläufig

in gleichen Mengen gemischt. Höher oben, beim Eingange in den dortigen Graben und mithin noch unter dem Waldrande herrschte der Diorit; der Granit trat sehr gewaltig zurück. Ersterer bildet hier mächtige Blöcke. Knapp unter dem Walde wird der Granitit wieder etwas reichlicher angetroffen. Der Diorit tritt jedoch auch unmittelbar am Walde noch in Form großer Blöcke auf. In der Grabenbiegung selbst steht roter Granit an. Dort wo der Seitengraben, der von Nord kommt, unseren Weg trifft, kann man beide Gesteine dicht nebeneinander gut aufgeschlossen anstehend beobachten. Ihre Grenze war deutlich zu sehen. Besondere Merkmale, die auf die gegenseitigen Beziehungen der Gesteine schließen ließen, waren jedoch nicht beobachtet worden. Weiter aufwärts wurde am Wege linker Hand nochmals Granit aufgeschlossen angetroffen, im übrigen mischen sich jedoch von hier angefangen beide Gesteine als Schutt, beziehungsweise an bebauten Stellen als Feldlesesteine.

Die meisten und gleichzeitig schönsten Aufschlüsse beobachtet man im Tälchen, das von Rovně über Zálesi und Huč herabkommend, bei Odranec ins Haupttal einmündet.

In dem genannten Tälchen steht gleich an der Mündung am linken Ufer des Baches ein Diorit an, der Quarz und zum Teile auch Glimmer führt und deshalb als Quarz (Glimmer)-Diorit zu bezeichen ist. Noch bevor man am selben Ufer zur Waldgrenze gelangt, verliert der Diorit seinen Quarzgehalt und gewinnt dafür zum Teile eine rote Färbung. Hornblende war darin reichlich vorhanden.

Durch diese Amphibolsyenitmodifikation scheint sich zumindest ein Übergangsglied zum Granite auszubilden.

Knapp vor der Biegung des Tales, aus fast nordsüdlicher in nordöstlich-südwestliche Richtung steht der rote amphibolführende Granit an. Hier scheint er jedoch nicht sehr mächtig zu sein.

Bis zum ersten rechtsufrigen Seitentälchen, westlich von Huč, sah man dann weiter talaufwärts nur Dioritblöcke. Auch unmittelbar vor dem genannten Tälchen stand noch Diorit an. Knapp jenseits desselben und noch in diesem Seitentälchen selbst war aber schon roter amphibolführender Granit vorhanden.

Roten Granit fand ich auch östlich von Huč entwickelt, und zwar, je weiter östlich von Huč, um so mehr. Im Gegensatze dazu glaube ich im Haupttale hinter den letzen Häusern von Huč schon wieder Diorit annehmen zu müssen, obschon er hier in einem Aufschlusse im Bachbette wieder etwas rot gefärbt erscheint.

Talaufwärts steht Diorit auch östlich von K. 566 bei der Mündung des dortigen Seitengrabens an.

Am Wege, der aus dem Tale zur K. 590 südlich Slavikov führt, kann man Diorit vergesellschaftet mit Zweiglimmergneis und mit aplitischen Modifikationen des roten Granites beobachten.

Die Zweiglimmergneislesesteine repräsentieren in der besagten Gegend vielleicht die letzten Reste der Schieferhülle des

Granites, beziehungsweise des Diorites. Der aplitische Granit könnte dann vielleicht eine saure Randzone sein.

Aus der Gegend südöstlich von „Na Vychnalově“ (nördlich Ober Studenec) wurde eingangs ein gangförmiges Dioritvorkommen erwähnt. In dem bezüglichen Graben ist das Gestein sehr verwittert und fast ganz zu Grus zerfallen. Dessenungeachtet konnte ein quarzarmes Amphibolgestein von einem ganz quarzfreien unterschieden werden. Das letztere scheint einen Gang in dem ersteren zu bilden und wurde mit Rücksicht auf die Andesinnatur des Feldspates und wegen seiner Quarzfreiheit als Dioritgang (im Amphibolgranite) gedeutet.

Da die Frage, in welchem Altersverhältnisse die fünf Dioritfunde zum roten amphibolführenden Granit(gneise) stehen, rein theoretischer Natur und obendrein, wie wir sehen werden, noch kontrovers ist, verweise ich ihre detaillierte Besprechung in den IV. Teil der vorliegenden Arbeit; hier möge nur folgendes Aufnahme finden.

Sieht man vom Stikovadiorite im allgemeinen ab, so kann das Auftreten von Diorit und Gabbro nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov in der Weise gedeutet werden, daß man jüngere eruptive Gebilde, die von basischen Magmen herstammen, im Gebiete des relativ älteren roten Granites annimmt. Zur Begründung dieser Ansicht kann ganz besonders das gangförmige Vorkommen des dioritischen Gesteines im Gebiete des roten Granites südöstlich von „Na Vychnalově“ herangezogen werden. Dafür sprächen auch die östlichen Apophysen des Stikovadiorites bei Rovně und südlich davon.

Wollte man dagegen die Ansicht vertreten, daß der Diorit das ältere und der rote Granit das jüngere Gebilde vorstellt, dann braucht man aber nur auf die gangförmig in den Diorit eingreifenden Ausläufer des roten Granites hinzuweisen, die zwischen Stikova und Huč sicher vorhanden sind.

III. Gabbro.

Gabbrogesteine wurden im ganzen an drei Lokalitäten, und zwar stets nur in der Nordostsektion des Kartenblattes konstatiert: 1. im Reviere Ransko, südlich von Ždirec an der Nordwestbahn, beziehungsweise nordöstlich von Borau; 2. nördlich von Ždirec, beziehungsweise südlich von Oudavy, am rechten Ufer der Wasserader, die von der letztgenannten Ortschaft gegen Ždirec fließt, und schließlich 3. westsüdwestlich von Borau, bei K. 562, westlich von der Straße, die von Ždirec über Borau nach Přibislau führt. Die genannten Vorkommen sind hier der Größe ihres Terrainumfanges nach geordnet und mögen auch in der bezeichneten Reihenfolge besprochen werden.

Die zwei letzteren Fundstellen sind neu.

Krejčí und Helmhacker hatten zwar auch bei Eisenhorek, westlich von Borau einen Corsit zur Ausscheidung ge-

bracht[1]), allein ich fand in der besagten Gegend nördlich und südlich bei Eisenhorek nur mehrere Serpentine und noch diese sah ich mich veranlaßt, zum Teile anders zu begrenzen, als es die Genannten mit ihrem Corsite taten.

I. Gabbro aus dem Reviere Ransko.

Jene Gesteine aus dem Reviere Ransko, denen wir hier vorläufig ganz allgemein die Bezeichnung Gabbro geben wollen, wurden von v. Andrian teils als Diorit und teils als Serpentin gedeutet (l. c. pag. 546).

R. Helmhacker[2]) benannte sie später von Fall zu Fall verschieden als Serpentin, Troktolit, Corsit oder Diorit.

Der Serpentin wurde von diesem als Mittelpunkt von drei ihn umschließenden konzentrischen Kreisen aufgefaßt; eine Deutung, die ich leider nicht zu der meinigen machen konnte. Behufs richtiger Bewertung unserer davon abweichenden Angaben sei folgendes vorausgeschickt.

Die Aufnahme des Waldterrains des Ransker und Sopoter Revieres wurde auf Grund der Bestandeskarten (aus den Jahren 1886 und 1897) der Herrschaft Khevenhüller und Festetits im Maßstabe 1:15.000 durchgeführt und auf den Maßstab 1:30.000 der Tafel III, beziehungsweise der Karte 1:75.000 reduziert[3]).

Dabei stellte sich vor allem heraus, daß man es nicht mit einem einzigen zentralen Serpentinstocke zu tun hat. Zur Ausscheidung gelangten nämlich vier verschiedene, miteinander nicht zusammenhängende Partien Peridotit, beziehungsweise Peridotitserpentin.

Fast an der nördlichen Waldgrenze wurde ein ganz kleines, südlich davon das größte Vorkommen bei uns überhaupt und im Süden noch zwei kleinere Vorkommen beobachtet. Alle diese vier Funde waren durch den Gabbro voneinander getrennt, dessen Vorhandensein an den bezüglichen Stellen aus der Existenz kleinnarbiger, mit Moos bewachsener Felsen oder auch nur kleiner Lesesteine gefolgert wurde.

Im Osten bildet der Blattrand und zum Teile einer der erwähnten Peridotite (Peridotitserpentin) die Gabbrogrenze.

Im Norden grenzt der Gabbro an Kreidebildungen, wie es das Kartenbild zeigt. Möglich ist es, daß zum Teile hier auch alluviale Bildungen bei besseren Aufschlußverhältnissen gefunden werden könnten.

---

[1]) Dies entnehme ich einer Kopie der Manuskriptkarte der genannten Forscher. Die Kopie befindet sich in der Kartensammlung unserer Anstalt. In die Originalkartenblätter konnte ich nicht Einsicht bekommen. Diese sollen sich in Prag (Landesmuseum) befinden.

[2]) „Spezielle petrographisch-mineralogische Untersuchungen“ als II. Teil der „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges (Železné hory) und der angrenzenden Gegenden im östlichen Böhmen“ von J. Krejčí und R. Helmhacker. Archiv d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen, V. Bd., Nr. 1, Prag 1882.

[3]) Die Kartierung auf Grund unserer Karte im Maßstabe 1:75.000 oder 1:25.000 wäre absolut unmöglich gewesen. Die Einteilung der großen Forste ist heute zum großen Teile eine ganz andere, als es die Karten zeigen.

Im v. Andrianschen Originalaufnahmsblatte finde ich sowohl beim Eisenwerke Ransko als auch westlich von der Straße, die von Ždirec über Neu Ransko und Borau nach Přibislau führt, Kreide verzeichnet. In einer Kopie[1]) des Krejčíschen Aufnahmsblattes ist diese nicht angegeben.

Unsere Beobachtungen beschränken sich in der bezüglichen Gegend auf folgendes. Bei Alt Ransko fand ich zwischen dem Orte und dem Eisenwerke sehr spärliche Lesesteine eines lichten Mergels, der für die Weißenberger Schichten spräche. Diese treten auch auf der Linie Ždirec—Eisenwerk Ransko bestimmt auf. Trotzdem wage ich es jedoch nicht den in der in Rede stehenden Gegend gefundenen wenigen Lesesteinen eine Beweiskraft zuzusprechen. Diese können durch eine Unzahl unkontrollierbarer Umstände (wie es das Abtragen von Wehren der aufgelassenen großen Teiche, Dünger etc.) leicht verschleppt worden sein.

Außerdem beobachtete ich beim Meierhofe am Pobočensky ryb. (= Pobotscher Teich) lockeren Quarzsand, der die unteren Kreidebildungen repräsentieren dürfte. Über diese Fragen später mehr.

Im Westen zieht sich die Gabbrogrenze nahe der Schneise Nr. 17 beiläufig in nordsüdlicher Richtung bis zur „Horka", die schon ganz aus Amphibolgranititgneis mit den Feldspat einsprenglingen (pag. 133) besteht. Hier macht die Grenzlinie eine Wendung gegen Osten und verläuft unregelmäßig in ostsüdöstlicher Richtung bis an den Blattrand.

Der Eindruck, den der Gabbro auf den Beobachter mit freiem Auge an verschiedenen Stellen des Ransker Waldes macht, ist ein etwas variabler. Bald ist der Habitus mehr dioritisch, bald hingegen ist er unverkennbar gabbroartig. Dabei sehen wir von den Übergängen zum Peridotite und Peridotitserpentine noch ganz ab.

Dieser ändert sich nämlich soferne eines oder mehrere der Minerale Anorthit, Hornblende oder Olivin mehr oder weniger zur Herrschaft gelangt.

Neben der mineralogischen Zusammensetzung kommen dabei auch die Zersetzungserscheinungen in Betracht, obschon der Umwandlungsprozeß selbstverständlich an und für sich ebenfalls von der mineralogischen Zusammensetzung abhängig ist.

Große Mengen von Feldspat leihen dem Gesteine im allgemeinen hellere Farben (verschieden helle Nuancen von Grau). Diese Gesteinsmodifikationen werden selbst durch den Umwandlungsprozeß nicht (sehr) dunkel. Das Zersetzungsprodukt des Plagioklases kann im Gegenteile im Handstücke streifenweise sogar hellere Färbungen verursachen, als sie am frischen Gesteine zu beobachten waren. Tritt in derlei Fällen Olivin in den Mineralverband ein, so erscheint das graue Gestein rotbraun gesprenkelt, denn dieses letztere Mineral wurde makroskopisch nie in frischem Zustande angetroffen. Eine dunkelgrüne Sprenkelung, beziehungsweise Färbung des Gesteines glaube ich stets von dem Gehalte an grüner Hornblende ableiten zu dürfen. Lichtgrüne Nuancen bringe ich im Gegensatze dazu allgemein

[1]) cf. Fußnote 1, pag. 172.

mit dem vorhandenen Pyroxen in Zusammenhang. Die grüne Farbe wird im übrigen noch von der vorhandenen größeren oder geringeren Menge Pyroxen, beziehungsweise Hornblende beeinflußt (hell- bis dunkel(grau)grün). Auch die grünen Varietäten können durch zerzetzten Olivin ein rostbraun gesprenkeltes Aussehen erhalten. Dabei ist jedoch zu bemerken, daß große Mengen dunkelgrüner Hornblende nie gleichzeitig mit größeren Quantitäten von Olivin beobachtet wurden. Dunkle Farbentöne (sehr dunkelgrau und dunkel(grau)braun) wurden stets nur dann angetroffen, wenn der Plagioklas bedeutend zurücktrat.

Die oben angeführten Gesteinsmodifikationen bilden im Ransker Reviere zum allergrößten Teile Blöcke, die, wie schon bemerkt, stets eine kleinnarbige Oberfläche aufweisen soferne sie nicht sehr feldspatarm oder gar frei davon sind. Je größere Feldspate in den Proben vorlagen, um so größer waren die Narben ihrer Oberfläche, die offenbar von ersteren herrühren und durch ihre Zersetzung und Auswitterung entstehen, während gleichzeitig vorhandener Olivin, Pyroxen, beziehungsweise Amphibol (wenn auch zersetzt) nicht auswittert. Die im allgemeinen mit Moos bewachsene Oberfläche erscheint deshalb auch an vegetationsfreien Stellen der Blöcke wie von Moos bedeckt und sehr rauh.

Obschon mit Rücksicht auf die Größe der einzelnen Gemengteile die Struktur im allgemeinen als deutlich mittelgrobkörnig zu bezeichnen ist, gibt es in speziellen Fällen doch auch Abweichungen davon.

In einem Falle verriet den Anorthit eine fast 10 *mm* lange und 5—6 *mm* breite Spaltfläche; manchmal erreicht die Länge kaum 2 *mm* und die Breite gar kaum $^1/_8$ *mm* und in anderen Fällen werden diese sogar mikroskopisch klein. Schon makroskopisch erkannte man vielfach einzelne Individuen, die aus zwei Hälften (verbunden nach dem Albitzwillingsgesetze) bestanden.

Es wurde schon oben auf die Tatsache aufmerksam gemacht, daß die Mengen von Anorthit, Olivin und Hornblende im Gesteine keine konstanten sind. Dazu kommt noch die Erkenntnis, daß manchenorts verschiedene Pyroxene in größeren, also den Gesteinscharakter bestimmenden Mengen in den Mineralverband eintreten.

Alles dies veranlaßte mich, das eingangs allgemein als Gabbro bezeichnete Gestein in einige Unterabteilungen zu trennen und diese Modifikationen auch kartographisch zu fixieren.

Der verbreitetste Typus der Gabbroreihe dürfte am richtigsten als Olivingabbro zu bezeichnen sein.

Das Bild auf Tafel III soll zeigen, wie der Olivingabbro in zwei größeren, einer nördlichen und einer südlichen sowie in einer kleineren Partie im Gebiete des Peridotit(serpentines) zur Ausbildung gelangt ist.

Gleichsam den ultraleukokraten Pol unserer Gabbroreihe repräsentieren anorthositartige Forellensteinfunde aus dem Ransker Revier, und zwar vom Schnittpunkte der Schneise Nr. 25 mit dem Wirtschaftsstreifen lit. *J*. Dieser Forellenstein wurde mitten drinnen im Peridotitserpentingebiete angetroffen. Ob er mehr

als eine kleine gang- oder nestartige Feldspatanreicherung mit wenigen braun zersetzten Olivinen repräsentiert, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden.

Als Norite erwiesen sich die Funde von jenem Teile des Wirtschaftsstreifens lit. *J.*, der zwischen den Schneisen Nr. 20 und 21 im Reviere Sopot liegt. Diese Ausbildung scheint knapp an der Peridotitgrenze gelegen zu sein.

Eine weitere Modifikation wollen wir als Hornblendegabbro bezeichnen. Das Hauptverbreitungsgebiet derselben liegt im östlichen Teile des Sopoter und im äußersten westlichen des Ransker Revieres. Zum Teile grenzt diese Ausbildung unmittelbar an Peridotite (Schnitt der Schneise Nr. 20 und Wirtschaftsstreifen lit. *I*). Zumeist stoßt jedoch der Hornblendegabbro an den Olivingabbro.

Es darf an dieser Stelle nicht unbemerkt bleiben, daß Hornblendegabbro auch mitten drin im Gebiete des Olivingabbro beobachtet wurde, und zwar an folgenden Stellen: um die Schnittpunkte des Wirtschaftsstreifens lit. *M* mit den Schneisen Nr. 22 und 23, beziehungsweise auch an der südlichen Gabbrogrenze (im weiteren Sinne des Wortes), also südlich und südwestlich von den zwei kleineren Peridotitausscheidungen im Ransker Reviere.

Außerhalb des geschlossenen Gabbrogebietes, das die Kartenskizze Taf. III vorführt, wurden gabbroartige Gesteine als Pyroxenitmodifikation ausgebildet noch an folgenden zwei Stellen angetroffen: 1. in der Schneise Nr. 22 südsüdöstlich von ihrem Schnittpunkte mit dem Wirtschaftsstreifen lit. *Q* und 2. an der Grenze des herrschaftlichen Forstes südöstlich vom westlichen Ende des Wirtschaftsstreifens lit. *P*.

Obschon die typischen Ausbildungen von Olivingabbro, anorthositartigem Forellenstein, Norit und Hornblendegabbro in dem bezüglichen Gebiete leicht voneinander getrennt werden können, ist eine genaue Benennung und Klassifikation jedes einzelnen Fundes häufig nicht leicht. Zwischen den einzelnen Modifikationen bestehen nämlich zumeist alle möglichen Zwischenglieder.

Durch reichlichere Olivinführung kann der anorthositartige Forellenstein, der fast nur aus Anorthit und wenigem Olivin besteht, zuerst in eine Art Olivingabbro übergehen. Wird der Feldspat in dem (eigentlichen) Olivingabbro ganz oder zum allergrößten Teile vom Olivin verdrängt, so bekommen wir dagegen peridotitartige Modifikationen, aus denen sich schließlich reine Peridotite und durch Zersetzung Peridotitserpentine, respektive nur als Serpentine zu bezeichnende Gesteine ausbilden.

Im teilweisen Gegensatze dazu kann der (Olivin-) Norit, welcher Anorthit, Bronzit und lokal Olivin als wesentliche Gemengteile verriet, bei eintretendem Verluste an Olivin Hornblende aufnehmen. Es bildet sich da ein hornblendeführender Norit, der durch wesentliche Bereicherung an Horn-

blende ein Bindeglied des Norit mit dem Hornblendegabbro abzugeben scheint.

Der Hornblendegabbro, der aus überwiegenden Mengen eines grünen Amphibols und eines basischen Feldspates besteht, wird an und für sich vielleicht von manchem Forscher nach dem Vorgange von Krejčí und Helmhacker kurzweg als Diorit bezeichnet werden. Gegen diese Namenswahl ist vom rein petrographisch-klassifikatorischen Standpunkte auch kaum etwas einzuwenden. Lassen wir jedoch die Gesamtheit der in den bezüglichen Gegenden gesammelten Eindrücke auf uns einwirken, dann meine ich aber (vom geologischen Standpunkte aus) das dioritische Hornblendegestein als eine Gabbromodifikation auffassen zu dürfen, die ein Bindeglied zwischen der Gabbro- und Dioritfamilie repräsentiert und genetisch zumindest wahrscheinlich in einem ursächlichen Zusammenhange mit dem Gabbro und Peridotite steht. Die Übergänge und die versprengten Hornblendegabbrofunde abseits von dem Hauptvorkommen, also im Gebiete des Olivingabbro und angrenzend an das Peridotitgebiet, scheinen deutlich genug dafür zu sprechen.

Betreffs der Übergänge von Hornblendegabbro zum Gabbro (im allgemeinen) sei nur noch folgendes angeführt. Von der westlichen Grenze des herrschaftlichen Waldes (Ransker Revier) wurde aus der Gegend westlich von der Schneise Nr. 19, beziehungsweise südöstlich vom dortigen Hegerhause eine Probe mikroskopisch untersucht, die dem freien Auge nichts außer dunkelgrüner Hornblende und weißem Feldspat verriet.

Das Mikroskop enthüllte dagegen außer diesen Gesteinselementen auch noch das Vorhandensein einer relativ bedeutenden Menge eines Pyroxens. Der Pyroxen war zwar mit der Hornblende verwachsen beobachtet worden, man sah jedoch auch von der Hornblende ganz unabhängige Gebilde. Allem Anscheine nach dürfte es ein fast farbloser bis sehr hellgrünlich gefärbter Enstatit sein. Geradeso wie in diesem speziellen Falle, so dürfte der äußere Schein auch sonst öfter trügen und vielleicht mag noch so manchem dioritisch aussehenden Felsen ein ausgesprochener gabbroider Charakter zukommen.

Auf diese und manche andere Frage betreffs der Gabbrogesteine des Revieres Ransko und der benachbarten Gebiete beabsichtigt Autor dieser Zeilen nochmals zurückzukommen und einiges gemeinsam mit Herrn Regierungsrat C. v. John in einem der folgenden Jahrbuchshefte zu veröffentlichen. Dort sollen auch die bezüglichen mikroskopischen Studien des Autors an den hierhergehörigen Felsarten Aufnahme finden.

2. Gabbro von Oudavy.

Der Habitus dieses Gesteines ist fast derselbe wie jener des Olivingabbro aus dem Reviere Ransko, es sei denn, daß in ersterem vielleicht etwas weniger Olivin beobachtet werden kann.

Im Felde verriet sich dieses Vorkommen durch das Auftreten vieler großer, dunkler, blatternarbiger Blöcke. Im Osten und Süden grenzt dieser Gabbro an alluviale Bildungen, sonst findet man in dessen Nachbarschaft Lesesteine von rotem Granit, der oben pag. 159—163 beschrieben wurde.

3. Gabbro westsüdwestlich von Borau.

Der dritte, letzte und gleichzeitig auch kleinste Gabbrofund ist bei K. 562 westsüdwestlich von Borau und fast südöstlich von Eisenhorek zu verzeichnen. Man findet hier einerseits reinkörnigen (mittelkörnigen) Gabbro, der mit dem olivinarmen bis freien Typus aus dem Reviere Ransko übereinstimmt. Außer dieser Modifikation treffen wir jedoch auch auf schiefrige Bildungen. Diese letzteren führen besonders grüne Hornblende in größerer Menge und können deshalb entweder als schiefrig gewordener Gabbro oder als Amphibolit benannt werden. Genetisch stehen sie ohnedies (wahrscheinlich) im engsten Zusammenhange. Beide Ausbildungen verraten sich nur durch Feldlesesteine.

IV. Peridotit.

Folgt man der Straße, die vom Eisenwerke Ransko durch das Ransker Revier, zwischen K. 628 und K. 608 hindurch fast über K. 664, K. 632 und K. 644 nach Radoštin (östliches Nachbarblatt) führt, so durchquert man alle drei Peridotite, beziehungsweise alle drei Peridotitserpentingebilde, von denen früher pag. 172 Erwähnung getan wurde. Nur ein ganz kleines, nördlichstes Vorkommen bleibt rechts abseits liegen. Die Form der einzelnen Peridotite ist eine ganz unregelmäßig stockförmige. Während die beiden südlichen Stöcke und der nördlichste Fund ganz in unser Gebiet fallen, ist dies beim größten (mittleren) nur teilweise der Fall. Dieser greift nämlich über die Blattgrenze auf das Blatt „Polička—Neustadtl“ hinweg.

Das südlichste Vorkommen wurde bei K. 644 oder um den Verschneidungspunkt von Schneise 22 mit dem früher erwähnten Wege, der vom Eisenwerke Ransko nach Radoštin führt, konstatiert.

Nordwestlich von dieser Stelle durchquert der ebengenannte Weg nördlich und südlich vom Wirtschaftsstreifen lit. *M* das zunächstgelegene (zweite) Peridotitvorkommen. Dieses reicht in westlicher Richtung noch etwas über den Weg, der vom Eisenwerke Ransko nach Borau führt, hinweg. Im Norden dehnt es sich über den Wirtschaftsstreifen lit. *L* aus. Im Osten erreicht es zwar nicht mehr die Schneise Nr. 22, kommt ihr jedoch nahe. In südlicher Richtung sehen wir im Peridotitgebiete noch K. 632 und K. 647 liegen.

Die dritte und größte Peridotit-, beziehungsweise Peridotitserpentinausscheidung reicht, wie oben bemerkt, vom östlichen Blattrande bis ins Sopoter Revier hinein und erreicht eben noch den Verschneidungspunkt von Schneise Nr. 20 und Wirtschaftsstreifen lit. *I*.

In nördlicher Richtung überschreitet die Grenze zweimal den ebengenannten Wirtschaftsstreifen lit. *I* und zwar in den Schneisen Nr. 21, 22 und 23. Die südliche Grenze hat einen nordwestlich-südöstlichen Verlauf und berührt nahezu die Schnittpunkte von Schneise Nr. 22 und Wirtschaftsstreifen lit. *J*, Schneise Nr. 23 und Wirtschaftsstreifen lit. *K*, und schließlich Schneise Nr. 23 und Wirtschaftsstreifen lit. *L*. Letzterer Punkt liegt jedoch schon etwas südwestlich von der Gesteinsgrenze.

In diesem soeben begrenzten Territorium wurden, wie oben erwähnt, ein Olivingabbro (westlich K. 628) und ein anorthositartiger Forellenstein (südwestlich K. 608, beziehungsweise ostsüdöstlich K. 628) vorgefunden.

Das nördlichste vierte und gleichzeitig kleinste Vorkommen von Peridotit wurde am nördlichen Waldrande angetroffen. Der Fundpunkt liegt südlich vom Eisenwerke Ransko und zwar fast an der Stelle, wo der Wirtschaftsstreifen lit. *H* und die Schneise Nr. 25 zusammentreffen.

Alle Peridotite, beziehungsweise Peridotitserpentine grenzen an den Olivingabbro, wie er im vorausgehenden Abschnitte angeführt wurde. Die einzige Ausnahme bildet das große Peridotitvorkommen mit seinem westlichsten Teile im Sopoter Reviere. Hier scheint es zumindest, als ob der Peridotit an den oben erwähnten Hornblendegabbro grenzen möchte.

Wie auch schon bemerkt wurde, bestehen zwischen dem Peridotite, der gleichsam den ultramelanokraten Pol unserer Gabbroreihe repräsentiert, und dem Olivingabbro Übergänge.

Die Farbe der Peridotite war schmutzigbraun, rötlichbraun bis dunkelrotbraun. Trat Feldspat in den Mineralverband ein — wie dies in den erwähnten Übergangsformen der Fall war — so erzeugte dieser eine hellgraue Sprenkelung. An manchen Stellen erkannte man an der sehr vollkommen ausgebildeten Spaltbarkeit schon makroskopisch Pyroxengebilde. Viele Proben waren auch mit grünlichgrauen Flecken von unregelmäßiger Begrenzung ganz übersät. U. d. M. enthüllten sich bezügliche grüne Partien als Gemenge von grünem Spinell und (wie es schien) von zwei Pyroxenen. Außer diesen Bestandteilen verrieten die reinen Peridotite und Peridotitserpentine (u. d. M.) nur noch farblosen Olivin und Erze.

Die genauere Beschreibung der Peridotite und Angaben über ihren Zusammenhang mit dem Gabbro des vorausgehenden Abschnittes bleibt der dortselbst angekündigten besonderen diesbezüglichen Publikation vorbehalten. Hier sei nur noch erwähnt, daß der Peridotit in manchen Partien bereits eine weitgehende Umwandlung erlitten hat. Als Zersetzungsprodukte des Peridotites seien Serpentin und Limonit erwähnt.

Betreffs des Serpentinisierungsprozesses haben wir nichts Besonderes zu bemerken. Auch bezüglich der Limonitbildung ist nichts anzuführen, was auf eigenen Beobachtungen beruhen würde. Die letztere Erscheinung speziell ist ja schon von R. Helmhacker ausführlich besprochen worden (l. c. pag. 194—196).

Diesbezüglich mögen deshalb nur folgende Analysen (pag. 180) aufgenommen werden. Sie stammen aus dem Laboratorium des k. k. General-Land- und Hauptmünzprobieramtes in Wien, und zwar aus dem Jahre 1843. Ich fand sie im herrschaftlichen Archive[1]) in Přibislau und reproduziere sie hier, um sie der Vergessenheit zu entreißen, da sie meines Wissens nirgends publiziert wurden.

Gleich hier muß jedoch bemerkt werden, daß die in dieser Tabelle eingestellten Eisenoxydprozente zuzüglich der Ransker, Borauer, Prokopi, Josefi- und Nikolaierze dem faktischen Durchschnittsgehalte dieser durchwegs kaum 28 bis 30% Eisenoxyd — entsprechend 19—26% Metalleisen — führenden Eisenerze nicht entsprechen.

Nach F. Schaller heißt es nämlich weiter: „Es ist evident, daß dem Wiener Generalprobieramte ausgesuchte, schöne Stufen zur Probe eingesendet worden sind, denen zufolge nicht nur der Eisengehalt, sondern auch der Prozentsatz der tauben Bestandteile nur absolut, aber nicht relativ richtig bestimmt wurde.“ Für uns folgt daraus, daß das analysierte Material ganz besonders zersetzte Peridotitproben gewesen sein dürften.

V. Serpentin.

Der Serpentin erscheint mit einer einzigen Ausnahme streng auf die beiden östlichen Sektionen beschränkt. Im Bereiche des typischen Cordieritgneises findet man ihn nie. Im Biotitgneise mit mikroskopischem Cordierit fand ich ihn nur ostnordöstlich von Pohled (östlich Swětla). Der Serpentin tritt selbständig an folgenden Stellen auf: zwischen Ober Wěžnitz und Polna (letzteres im Blatte Iglau), westnordwestlich von Poděschin, an einzelnen Stellen in der Umgebung von Uttendorf, ungefähr am halben Wege an der Straße, die von Přibislau nach Ost (nach Ronow) führt, bei der Kapelle am Schusterberge südlich (Böhmisch) Běla, an mehreren Stellen zwischen Eisenhorek und Borau, bei Jitkau und schließlich fast südlich Chotěboř. Im Ransker Reviere waren mitten drinnen im Peridotitdistrikte und südöstlich von Schlappenz zwischen Amphibolitblöcken Serpentine angetroffen worden; südöstlich von Čachotin befand sich im Serpentin ein kleiner Steinbruch, in dem Schottermaterial gewonnen wurde. Hier schien ein Amphibolit in Serpentin überzugehen. In anderen Fällen, wie zum Beispiel östlich Schachersdorf und westlich (Böhmisch) Běla, sind Serpentinbrocken den Amphibolitlesesteinen beigemengt.

Wo der Serpentin so wie an den zwei letztgenannten Orten auftritt, wird er landschaftlich durch nichts verraten. Fundorte wie am Schusterberge südlich (Böhmisch) Běla, einzelne Stellen westlich Borau, nordwestlich Poděschin (in der südöstlichen Ecke) und jene südlich Chotěboř sind dagegen durch

[1]) F. Schaller, „Monographie des Ransker Eisenwerkes“ (Manuskript).

Analysen der Ransker Eisensteine.

	Gruppe der											
	Diorit-				Serpentin-			Rot-	Magnet-	Braun-		
	Pseudomorphosen											
	Brauneisenstein der							Eisensteine der				Magneteisenstein von Butsche[1])
	Ransker-	Gabriela-[1])	Alt-Borauer-	Neu-Borauer-	Prokopi-[1])	Josefi-	Nikolai-	Kreuzberger[1]) Wenzels-	Křižanauer-[1])	Frauenthaler-	Butscher-[1])	Gangart: 30·20%, Magneteisen 69·80%
	Zeche											
$Si\,O_2$	26·242	29·792	24·410	34·369	43·000	23·859	25·680	51·346	49·363	53·334	36·160	In 69·80% Magneteisen sind enthalten:
$Fe_2\,O_3$ ...	44·267	46·042	45·345	38·588	28·440	47·437	42·880	44·917	49·091	39·134	46·800	$Fe_2\,O_3$ .... 48·17
$Al_2\,O_3$ ...	12·033	0·584	13·808	9·625	7·800	8·730	15·400	0·565	0·500	0·984	3·240	$Fe\,O$ ..... 21·63
$Ca\,O$	0·132	0·209	0·312	0·277	—	0·200	0·377	—	0·091	—	0.760	oder auf metallisches Eisen umgerechnet 50·1%.
$Mg\,O$	1·198	0·626	0·212	3.863	2·040	1·721	—	0·261	0·273	—	1·520	
$H_2\,O$	14·786	15·783	15·754	13·764	17·400	17·293	15·040	1·824	0·636	8·160	10·200	
Verlust...	1·342	0·964	0·159	—	1·320	0·760	1·600	1·087	0·046	—	1·320	
	Die obigen Eisenoxydprozente geben auf regulinisches Eisen umgerechnet											
	30·693	31·924	31·441	26·756	19·719	27·405	29·732	31·144	34·038	27·134	32·450	

[1]) Die Gabriela-, Prokopi-, Kreuzberger Wenzels-, Křižanauer- und Butscher Zeche gehören nicht in unser Gebiet. Hier werden sie nur deshalb angeführt, um die Tabelle unverändert und vollständig zu reproduzieren.

einen mehr oder weniger vollkommenen Mangel an Vegetation ausgezeichnet. Diese Nacktheit verrät selbe mitunter auf weitere Distanzen hin.

Der Serpentin findet an verschiedenen Stellen eine Verwendung als Schottermaterial.

VI. Ganggesteine.

(Pegmatite, Aplite und Gangquarzbildungen, Granitporphyre Quarzporphyre, Minetten, Malchit.)

Die als Ganggesteine aufgefaßten Felsarten meines Aufnahmsgebietes können als Pegmatite, Aplite und Gangquarzbildungen, als Granitporphyre, Quarzporphyre, Minetten, beziehungsweise als ein Malchit auftreten.

Von diesen nähern sich manche Granitporphyre untergeordneten, lokalen porphyrischen Ausbildungen des Zweiglimmergranites, respektive Granitites wie zum Beispiel ein Fund westlich, beziehungsweise südwestlich Pohled, respektive nordnordöstlich Neudorf (cf. pag. 119), am dortigen rechten Sazawaufer, wie ein anderer aus der Gegend nördlich bei Friedenau an der Gabelung des Karrenweges, und zwar schon am Wege gegen den Cikanek Hof, beziehungsweise ein weiterer aus dem Reviere Ransko (Wirtschaftsstreifen *N.* Die häufigsten Übergänge zu den Graniten findet man jedoch in der Reihe der Pegmatite (cf. pag. 131 ff.) und Aplite.

1. Anstehend trifft man Pegmatite nur sehr selten an. Am leichtesten kann man diesbezügliche Stellen in der Gegend nördlich Humpolec finden, da man dortselbst den Feldspat dieser Felsart an mehreren Stellen abbaute.

Damit sei jedoch durchaus nicht gesagt, daß der Pegmatit im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod eine Rarität wäre. Das gerade Gegenteil davon ist tatsächlich der Fall. Ich glaube, man kann sich in meinem Aufnahmsterrain überhaupt keine längere Tour zusammenstellen, auf der keine Pegmatite gefunden würden. Stets freilich nur in Lesesteinform. Wegen dieser allgemeinen Verbreitung einerseits und anderseits wegen der Natur der Funde zog ich es vor, in die graphische Darstellung nur ein paar aufgeschlossene, also sicher lokalisierbare Pegmatite aus der Gegend nördlich bei Humpolec aufzunehmen.

Außer den großen Feldspat-, Quarz- und Glimmerbildungen sei als Bestandteil dieser Felsart ein manchmal sehr reichlich auftretender schwarzer Turmalin angeführt. Die Säulen desselben messen mitunter im Durchmesser 0·5 *dm* und darüber.

2. Aplite sind zwar auch häufig, allein immerhin zumindest scheinbar seltener anzutreffen als Pegmatite. Vielleicht stellt man sie übrigens im Terrain lieber zu den Graniten (cf. pag. 130 ff.), indem man sie als feinkörnige Granite deutet.

Manche Gangquarzlesesteine, wie beispielsweise aus der Gegend westlich und nordwestlich von Glashütte Gutenbrunn (Dobra voda) und noch von anderen Lokalitäten, könnten eventuell

sauerste Pole von Apliten oder Pegmatitreste repräsentieren. Weiße Gangquarzlesesteine sind nämlich nicht viel seltener beobachtet worden als Aplite. Häufig sogar mit letzteren oder mit Pegmatiten gemischt. Von gewissen Quarzschottern (III. Abschnitt) unterscheiden sich diese Funde durch ihre stets eckigen Formen und scharfen Kanten.

3. Granitporphyre fand ich an folgenden Stellen: 1. nordwestlich Perknau, nördlich von der Straße, beziehungsweise südlich vom dortigen Jägerhause; 2. westlich Pansky bei Deutschbrod, im dortigen Bahneinschnitte; 3. nördlich Friedenau an der dortigen Weggabelung, schon am Wege gegen den Cikanek Hof; 4. südwestlich Friedenau, beziehungsweise nordwestlich K 512 der großen Karte (1:25.000), fast westlich Christof; 5. bei Langendorf, beziehungsweise bei K 476; 6. östlich Böhm. Schützendorf, am linken Talgehänge des Borovsky p. (= Borauer Bach) in der nördlichen Straßenböschung (nördlich K. 500); 7. südlich Böhmisch-Schützendorf, am linken Sazawaufer, im Walde nordöstlich K 431, Stukheil Mühle; 8. nördlich Uttendorf im Walde am linken Sazawaufer, auf dem Gehänge vis-à-vis der Stukheil Mühle (also südlich davon); 9. am rechten Sazawaufer nordöstlich Uttendorf; 10. südwestlich von derselben Ortschaft, östlich K. 519; und schließlich 11. im Reviere Ransko im Wirtschaftsstreifen *N* zwischen den Schneisen 21 und 22.

Die hierhergehörigen Gesteine sind sämtlich durch das verhältnismäßig reichliche Auftreten von Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen ausgezeichnet.

Die Größe dieser Feldspate und des Quarzes erreicht selten die Dimensionen einer Haselnuß, häufig sind sie kaum stecknadelkopfgroß.

Auch ein Biotit tritt in dieser Form auf. Sein Einsprenglingscharakter ist jedoch zumeist bei weitem nicht so deutlich ausgeprägt wie bei den beiden erstgenannten Elementen. Der Gegensatz zwischen großen und kleinen Glimmerausscheidungen ist nämlich kein deutlicher. Es bestehen alle denkbaren Übergänge. Dies namentlich deshalb, weil große Glimmer überhaupt selten sind.

Die Feldspateinsprenglinge bilden teils regelmäßig kristallographisch begrenzte Formen (*M*, *P*, Prisma und dessen Abstumpfung), teils unregelmäßige Körner. Der Farbe nach sind sie weiß, grau, gelblich oder rötlich. Manche Individuen lassen schöne Spaltflächen beobachten, freilich treten sie jedoch auch stark kaolinisiert auf.

Der fettglänzende Quarz der ersten Generation bildet abgerundete, unregelmäßige Körner oder er hat die Dihexaeder Form.

Der dunkle Glimmer zeigt bei metallischem Glanze eine dunkelgrüne Farbe und unregelmäßige oder sechsseitige Trennungsflächen.

Die Grundmasse besteht bei wechselndem Biotitgehalte ganz aus denselben Elementen. Die Dimensionen der Bestandteile sind hier zumeist sehr klein bis mikroskopisch, so daß das Gefüge der Grundmasse als sehr feinkörnig bis dicht zu bezeichnen ist. Das letztere ist zum Beispiel der Fall im Vorkommen westlich von Pansky

(bei Deutschbrod), im dortigen Einschnitte der Nordwestbahn. Die Ausbildung dieses Vorkommens nähert sich dadurch schon ungemein dem Habitus eines Quarzporphyrs, in dem neben dem Quarze auch der Feldspat und relativ viel Glimmer (beide stets) deutliche Einsprenglinge bilden.

Die Farbe der Grundmasse und als solche auch des Gesteines, variiert als Funktion der mineralischen Zusammensetzung und, wie es scheint, auch des Erhaltungszustandes zwischen verschiedenen Nuancen von Grau, Braungrau, Gelblichgrau, Grünlichgrau und Hellbraun bis Gelbbraun.

Die Feldspateinsprenglinge erweisen sich u. d. M. teils als ungestreift und gerade auslöschend (also als Orthoklas), teils sind sie Zwillingsbildungen. In allen Fällen ist der Brechungsquotient kleiner als ω ($= 1\cdot544$) im Quarze[1]) und kleiner oder so gut wie gleich jenem des Kanadabalsams. Dies schließt die Existenz der basischen Glieder der Plagioklasreihe bis inklusive zum Andesin aus. Die Plagioklaseinsprenglinge können mithin nur der Albit- oder Oligoklaszusammensetzung entsprechen. Ein nicht ganz senkrecht zu M und P getroffener Schnitt wies, nach der Beckeschen Methode[2]) untersucht, eine Auslöschungsschiefe von $+ 20^0$ gegen (010) auf. Dies würde trotz obiger Beobachtung auf 38—39% *An* und mithin auf Andesin hinweisen. Da jedoch diesen der Brechungsquotient bestimmt ausschließt und es anderseits sicher ist, daß die Lage des Schnittes nicht genau die theoretisch geforderte war, so können wir mit einem ziemlich großen Grade von Wahrscheinlichkeit die Plagioklaseinsprenglinge für Oligoklas halten. Die Feldspateinsprenglinge zeigen häufig isomorphe Schichtung. Im Materiale vom linken Sazawaufer, nördlich Uttendorf, südlich Stukheil Mühle sehen wir in den Feldspateinsprenglingen auffallend viel Karbonate neben Kaolin und Muskovit. Auch ein Mineral der Epidotgruppe ist als Zersetzungsprodukt anzutreffen. Vielleicht sind in solchen Fällen die Plagioklase basischer als nach den obigen Bestimmungen zu erwarten wäre. Wegen zu starker Zersetzung war hier ihre Bestimmung untunlich.

Der Quarz verrät sich durch den geringen Brechungsquotienten und durch seine sechsseitigen Formen (Flächentrassen von Prisma und Pyramide) oder durch deutlich korrodierte und deshalb unregelmäßige Querschnitte.

Der Biotit, zumeist rechteckig leistenförmig und nur hie nnd da sechsseitig begrenzt, ist nur noch selten braun gefärbt beobachtet worden. Zumeist ist er verschieden intensiv grün oder schon fast gelblich hellgrün. In zahlreichen Fällen ist er in Chlorit umgewandelt. Hand in Hand mit der Ausbildung einer faserigen Struktur des Minerals tritt dann Epidot und ein schwarzes Eisenerz (? Magnetit) neben spärlichem Limonit auf.

---

[1]) F. Becke, „Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengteile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens." Sitzungsb. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1893.

[2]) F. Becke, „Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen, in Schnitten senkrecht zu M und P". Tschermaks min. u. petr. Mittlg., 18. Bd., pag. 556.

Die Grundmasse unserer granitporphyrischen Ganggesteine besteht durchgehends wesentlich aus Feldspat und Quarz, zu denen mitunter Biotit hinzuzutreten pflegt.

Der Feldspat der Grundmasse löscht allem Anscheine nach wenigstens zum Teile gerade aus (und dürfte in derlei Fällen Orthoklas sein). Man findet jedoch auch gestreiften Feldspat, also einen Plagioklas, mit sehr geringen Auslöschungsschiefen. Der Form nach sind die Feldspate rektangulär-leistenförmig begrenzt und infolge ihrer Zersetzung oft stark getrübt. Der Quarz verkittet sie und hat deshalb nur unregelmäßige Formen. Das Gefüge der Grundmasse ist mikrogranitisch.

Im Gesteine östlich von Böhmisch Schützendorf, am linken Talgehänge des Borovský p. und südlich von der eben genannten Ortschaft am linken Sazawaufer, nordöstlich K. 431 (Stukheil Mühle) ist der Biotit in der Grundmasse verhältnismäßig reichlich vorhanden. In den Proben von Pansky, westlich von Deutschbrod (im Bahneinschnitte) ist er dagegen nur schwer vom eventuellen, sekundären Glimmer zu unterscheiden gewesen; deshalb ist auch seine Menge schwer zu schätzen. Sonst fehlt er fast gänzlich oder spielt wenigstens nur eine sehr untergeordnete Rolle. — Magnetit wurde selten beobachtet.

4. Quarzporphyre fand ich als Lesesteine an zwei Stellen: 1. nördlich bis nordöstlich Chotěboř und 2. etwa östlich Ždirec auf dem Hügel nordnordöstlich K. 556 (der großen Karte). Die letztangeführte Stelle ist nahe am Blattrande gelegen. Da mir dieser Fund übrigens nicht ganz sicher vorkam, vermied ich dessen Ausscheidung in der Karte.

Das Gefüge war in beiden Fällen deutlich porphyrisch. Die Rolle von Einsprenglingen hatte der Quarz, der bis, eventuell auch etwas über stecknadelkopfgroße Individuen bildet. Das Gestein von Ždirec scheint daran reicher zu sein. Jenes aus der Gegend von Chotěboř zeigt nämlich zumindest lokal nur sehr wenige davon. Im Ždirecer Gesteine kann übrigens öfter auch ein Feldspat als Einsprengling erscheinen; in den Proben von Chotěboř trifft auch dies nur selten zu. Die gelbgraue bis sehr hell violett-gelbgraue Grundmasse kann mit freiem Auge gar nicht analysiert werden. U. d. M. erwies sie sich als völlig ident mit der Grundmassenausbildung des Granitporphyrs von Pansky bei Deutschbrod. In der Probe von Ždirec ist diese nur etwas gröberkörnig als im Gesteine von der eben zum Vergleiche angezogenen Stelle.

5. Minette. Im guten Erhaltungszustande ist das Gestein dunkelgrau bis grauschwarz gefärbt und zeigt ein mittelfeinkörniges bis fast dichtes Gefüge. Mit freiem Auge erkennt man in mittelfeinkörnigen Varietäten mit Leichtigkeit den Biotit und einen Feldspat als wesentliche Elemente. Infolge der Zersetzung färbt sich zuerst nur der Feldspat rötlich, während der Biotit nur einen grünen Stich bekommt. Ein weiteres Stadium ist durch die Bildung von Limonit gekennzeichnet. In diesem Zustande ist das Gestein bräunlich gefärbt. Die Minetten mit dichten Grundmassen (von Uttendorf) sind grau bis bräunlichgrau gefärbt.

Die Art und Weise, in der die Minette nordöstlich vom Termeshofe, am rechten Sazawaufer im Einschnitte der Bahn Deutschbrod — Saar und östlich K. 456 auftritt, ist die Kugelgestalt, mit konzentrischen Schalenbildungen. Zwischen den einzelnen Schalen kann mitunter reichlicher Limonit gefunden werden. Oberflächlich ist dieser Gang ganz verdeckt von den rezenten Bildungen. Die Kenntnis von dessen Existenz verdanken wir nur dem Vorhandensein des dortigen Bahneinschnittes. — Die Uttendorfer Minetten wurden auf Grund von Feldlesesteinen eingetragen.

U. d. M. zeigt der Biotit als eine der ersten Bildungen zumeist idiomorphe Formen und ist deshalb sechseckig oder rektangulär begrenzt. Einsprenglinge sind von den Ausscheidungen der Effusivperiode nicht zu trennen. Als Zersetzungsprodukt des dunklen Glimmers tritt grünlicher Chlorit auf. Gleichzeitig bildet sich Epidot in Form unregelmäßiger Körner und kleinkörniger Aggregate.

Als farbige primäre Bestandteile sind ferner nur noch (selten) ein farbloser Pyroxen (Diopsit) und (einmal) eine grüne Hornblende konstatiert worden. Ersterer ist stark in Chlorit und Calcit umgewandelt.

Unter den farblosen Gebilden sind der Apatit (als allererste), der Feldspat (Orthoklas sowie Plagioklas) und der Quarz als (letzte) magmatische Ausscheidungen anzuführen. Ersterer ist ganz idiomorph, letzterer ganz allotriomorph ausgebildet. Der Plagioklas tritt in Leistenform, der Orthoklas dagegen unregelmäßig begrenzt, nach Art des Quarzes, der alle übriggebliebenen Lücken ausfüllt, auf. — Die Uttendorfer Minetten zeigen im Schliffe große Chloritpseudomorphosen mit mutmaßlicher Pyroxenbegrenzung. Vielleicht sind diese Vorkommen Pyroxenminetten.

6. Ganggesteine von dioritischem Habitus (Malchit). Am Kartenrande nordöstlich und ostnordöstlich von der Ortschaft Ždirec und südöstlich, östlich und ostnordöstlich von Kohoutov, also beiläufig 2 bis 3 *km*, beziehungsweise 3 bis 4 *km* von den zunächstgelegenen Diorit-, beziehungsweise Gabbrovorkommen entfernt, tritt als Feldlesestein eine Felsart mit folgendem Habitus auf.

Die Farbe ist dunkelgraugrün. Die Struktur ist feinkörnig sowie auch sehr deutlich porphyrisch infolge bis 3 *mm* großer hellgrauer bis schmutzigweißer Feldspateinsprenglinge.

Die Formen derselben sind stets scharfkantig und geradlinig begrenzt. Mitunter erkennt man nach *M* (010) tafelförmige Individuen oder solche mit Prismen und (?) Pyramidenflächen.

Die feinkörnige Grundmasse erweist sich dem unbewaffneten Auge bald als überwiegend aus Feldspatbildungen zweiter Generation mit viel Quarz und bald als aus bei weitem überwiegenden, dunkelgrünen Hornblendenädelchen mit Feldspat zusammengesetzt.

Im mikroskopischen Bilde fallen vor allem die nach dem Albit, respektive Albit- und Periklingesetze verzwillingten Feldspateinsprenglinge auf.

Ein mit Rücksicht auf die Spaltbarkeit als parallel (010) liegend aufgefaßter Schnitt zeigt eine Auslöschungsschiefe von — 32°.

Symmetrisch auslöschende Schnitte verrieten sehr große Auslöschungsschiefen (größte zirka 39°).

In einem polysynthetischen Zwillinge wurde die Bestimmung nach der Methode Becke's in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* vorgenommen. Lamellen mit sehr deutlicher Spaltbarkeit nach *P* zeigten Auslöschungsschiefen von + 40°.

Alle drei Bestimmungsmethoden sprechen mithin für ein recht basisches Glied der Feldspatreihe, für Bytownit-Anorthit.

Isomorphe Schichtung tritt zwar an Feldspaten auf, allein selten und nur in schmalen Zonen. Aller Feldspat ist zum Teile kaolinisiert.

Die Grundmasse erweist sich u. d. M. als aus grünen bis blaugrünen Hornblendenädelchen und Feldspat-, beziehungsweise aus Quarzkörnern zusammengesetzt.

Bezüglich der Hornblende fiel es besonders auf, daß ihre Schnitte fast dieselben Auslöschungsschiefen, nämlich 16—17°, und fast genau dieselben Achsenfarben erkennen ließen wie das gleiche Mineral des amphibolführenden Granites (cf. pag. 162) aus der benachbarten Gegend. Man fand nämlich: $\mathfrak{a}$ hellgelb, $\mathfrak{b}$ grün mit sehr schwachem Stiche ins Bräunliche und $\mathfrak{c}$ blaugrün. Besonders die Gleichheit bezüglich der Achsenfarbe für $\mathfrak{c}$ fand ich auffallend.

Neben der Hornblende tritt manchmal als farbiger Gemengteil Biotit in geringen Mengen auf.

Im Gegensatze zur Hornblende zeigt der Feldspat nie Leisten- oder Nadelformen. Beide farblose Elemente bilden in der Grundmasse nur ein Aggregat eckiger Körner, in dem die Hornblende liegt.

Daß man es im beschriebenen Gesteine mit einer Gangbildung zu tun hat, ist zumindest sehr wahrscheinlich. Fraglich ist nur dessen systematische Stellung.

Halten wir an der Definition, die Rosenbusch in seinen Elementen (pag. 222) für die porphyrisch ausgebildeten lamprophyrischen Ganggesteine gibt, fest, nach der in diesen „die farbigen Gemengteile (Biotit, Amphibol, Pyroxen, Olivin) die Einsprenglinge" bilden, während der Feldspat in der Grundmasse zu suchen ist, so kann unser Gestein in diese Gruppe nicht gehören. Nun bleiben uns noch die granitporphyrischen und aplitischen Ganggesteine übrig. In der Gruppe der ersteren sind es die Dioritporphyrite, an die man bei dieser Felsart vor allem denkt. Die Beschaffenheit der Grundmasse spricht jedoch dagegen, falls man an der Einteilung nach Rosenbusch festhält. Erstere besteht bekanntlich nach dem Genannten (Elemente, 1. Aufl., pag. 202) „wesentlich aus einem Gemenge von Plagioklas" „mit Quarz und wechselnden Mengen von Orthoklas", während „farbige Gemengteile zweiter Generation nur spärlich beigemischt" sind, „wenn sie nicht ganz fehlen".

Deshalb bleibt nur noch die Gruppe der aplitischen und pegmatitischen Ganggesteine oder speziell die Abteilung der Malchite übrig.

Auf Grund der A. Osannschen Angaben[1]) „Über dioritische Ganggesteine im Odenwald" kann unser Gestein vielleicht mit gewissen Felsarten des Melikobus und seiner Umgebung verglichen werden, in denen Dr. Chelius auch nur Plagioklaseinsprenglinge vorfand und welche Gesteine Osann als Malchite anspricht.

Ein Belegstück vom nördl. Ende des Dorfes Kohoutov, vom Wege, der gegen Nordost (zur Blattgrenze) führt, zeigt u. d. M. infolge paralleler Anordnung der Hornblendeleistchen eine fluidale Struktur der Grundmasse, wie sie auch Osann (l. c. pag. 384) für das Gestein vom Nordabhange des Ölberges angibt und im Bilde 2 auf pag. 383 abbildet.

Dieses letztere Gestein erinnert ganz außerordentlich auch an manche feinkörnige, schiefrige Amphibolite, wie sie später beschrieben werden sollen. Bei der makroskopischen Betrachtung sieht man nämlich eine Art „blatternarbige" alte Bruchflächen. In frischem Bruche erkennt man jedoch ganz sicher die erwähnten scharfkantigen Plagioklaseinsprenglinge. U. d. M. bemerkt man aber schon gar deutlich, daß die später zu beschreibenden Aggregate mit unseren Einsprenglingen gar nichts Gemeinsames haben.

II. Teil.

Krystalline Schiefer.

Ferdinand Frh. von Andrian unterschied[2]) in dieser Gruppe vor allem den grauen Gneis vom roten Gneise (l. c. pag. 538). Dem grauen Gneise räumte derselbe den größeren Raum ein und teilte ihn in einen Gneisphyllit und einen grobflaserigen Gneis.

„Der Phyllitgneis", wie derselbe Autor offenbar seinen obigen Gneisphyllit (l. c. pag. 538, 4. Absatz) bezeichnet, soll angeblich „die tieferen Partien des Gneisgebietes von Deutschbrod in südwestlicher[3]) Richtung gegen Polna zu" bilden, nördlich von Deutschbrod auftreten und nordwestlich von derselben Stadt „das ganze Sazawatal" „bis Swĕtla und Ledeč" zusammensetzen.

„Die zweite Hauptvarietät, in welcher der graue Gneis im vorliegenden Terrain" nach der Ansicht von Andrians „entwickelt ist, ist der grobflaserige graue Gneis." Er soll in der „Gebirgskette, welche sich zwischen den Orten Windisch-Jenikau[4]), Pollerskirchen, Heraletz bis nördlich von Humpoletz an den Worlowberg hinzieht" zur Entwicklung gelangen. „Die öst-

[1]) Mitteilung. d. großherzogl.-badischen geolog. Landesanstalt, II. Bd., 1893, Heidelberg, pag. 380.

[2]) „Bericht über die im südlichen Teile Böhmens während des Sommers 1862 ausgeführte Aufnahme." Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1863, XIII. Bd., pag. 537.

[3]) Soll heißen südöstlicher.

[4]) Richtig Windig-Jenikau auf dem südlichen Blatte Iglau, Zone 8, Kol. XIII.

lichsten Ausläufer desselben findet man bei Stöcken" (= Steken, Štoky) (l. c. pag. 540).

Den roten Gneis gibt von Andrian im Gebiete des Grenzrückens zwischen Böhmen und Mähren an (l. c. pag. 545).

Zu seinem Gneisphyllite bemerkt er (l. c. pag. 539) folgendes: „Übergänge des Gneisphyllits in Ton- und Glimmerschiefer sind selten und ihr Auftreten so lokaler Natur, daß eine Ausscheidung derselben als selbständige Gesteinsgruppe nicht gerechtfertigt erscheinen könnte. Im Schlapanzer Tale bei Wišnitz[1]) (zwischen Schlapanz und Polna) steht ein solches Gestein an, welches aus einer grünlichen tonschieferähnlichen Masse mit zahlreichen Quarzlinsen besteht. Es zeigt eine dickschiefrige Struktur; übrigens fehlen auch hier vereinzelte Linsen von Feldspat, durch ihren stärkeren Verwitterungszustand aus der Quarzmasse hervortretend, nicht. Unmittelbar bei der Stadt Přibislau gewahrt man ähnliche Bildungen. Es wechseln dort Schichten von weißlichgrünen, sehr verwitterten Schiefern, welche denen der Grauwackenformation nicht unähnlich sehen, mit 5—6 Zoll mächtigen Lagen von weißem Quarze."

Im übrigen spricht derselbe Autor von einer dünnschiefrig-feinkörnigen und einer zweiten Modifikation des Gneisphyllites, die „einen viel grobkörnigeren Habitus und eine minder ausgezeichnete Schieferstruktur" aufweist (l. c. pag. 539).

Beide diese „Modifikationen des Gneisphyllites" stehen nach v. Andrian „in einem innigen geologischen Zusammenhange miteinander. Räumlich ist jedenfalls die erstere derselben stark überwiegend, während die zweite Einlagerungen in der ersten bildet. Vom nordwestlichen Teile des Gebietes von Světla an, über Deutschbrod bis an das südöstliche Ende gegen Polna ist die erstere auf dem Plateau, die letztere in allen Tälern mehr oder minder häufig zu beobachten (l. c. pag. 539)".

Bezüglich der Einlagerungen im Gneisphyllite sagt unter anderem derselbe: „Hornblende führende Gesteine, sowohl Hornblendeschiefer als Diorite fehlen zwar in dem Gneisphyllite nicht gänzlich, sie sind jedoch viel spärlicher entwickelt als in den angrenzenden Gebieten. Größere selbständige Partien von Hornblendeschiefern sind mir gar nicht bekannt geworden" (l. c. pag. 542).

R. Helmhackers Arbeit: „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen"[2]) entnehme ich bezüglich der Gneise folgendes. „Das vorherrschende Gestein der ganzen Gegend, welches auf meilenweite Entfernungen[3]) in seinem mineralogischen Verhalten ungeändert bleibt, ist laurentinischer Gneis (l. c. pag. 262)."

---

[1]) Richtig Wieschnitz (Wěžnitz), böhmisch Věžnice.

[2]) Zeitschrift der berg- und hüttenmännischen Vereinigung für Steiermark und Kärnten, 1876, VIII. Jahrgang, pag. 257—272.

[3]) Also so gut wie im ganzen Gebiete des durch uns zur Neuaufnahme gelangten Blattes „Deutschbrod" (Zone 7, Kol. VIII).

Lokal nimmt in diesem Gneise „der akzessorisch auftretende Amphibol so überhand, daß er das Gestein zum Amphibolgneis stempelt, welches in wahren schwarzgrünen Amphibolschiefer übergeht (l. c. pag. 263)".

Wie zum Teile schon v. Andrian einiges über Graniteinlagerungen im Gneise bemerkt, so betont auch Helmhacker, daß der Gneis „an sehr zahlreichen Orten von Granitgängen durchsetzt" wird (l. c. pag. 263). „Zuweilen kommen die Granitgänge [1]) vereinzelt vor", stellenweise werden sie jedoch, „wo die Gneise sich dem Granitmassiv nähern", „von ganzen Granitgangzügen durchschwärmt (l. c. pag. 263, 6. Absatz von oben)".

Als Seltenheit führt derselbe aus der Gegend „knapp östlich hinter der Stadt Přibislav an der Straße im Gneise, ein Lager" eines Gesteines an, daß er mit der schwedischen Hälleflinta vergleicht (l. c. pag. 263).

Als nächster veröffentlichte Dr. F. Katzer in den Tschermakischen „Mineralogischen u. petrographischen Mitteilungen" einige Bemerkungen über unseren Anteil des böhmisch-mährischen Hochlandes. Vom rein mineralogischen Momente seiner Abhandlungen sei hier abgesehen. Es genüge im Anschlusse an die oben pag. 125—128 vorausgeschickten Betrachtungen nur folgendes.

Katzer gebrauchte als erster [2]) für gewisse in der Gegend von Humpolec auftretende Gesteine den Namen „an Cordierit sehr reicher Gneisgranit" u. a. O. kurz „Cordieritgestein" [3]) oder „cordieritreiches gneisartiges Gestein" (l. c. Band XIV, pag. 507). Auf denselben sind auch die Bemerkungen zurückzuführen, „daß die Gegend von Humpolec zu den cordieritreichsten Gebieten Böhmens gehört" (XII. pag. 423), daß der Cordierit in der Gegend von Deutschbrod ein Kontaktmineral (XIV. pag. 510) und (ibidem) daß der Granit hier jünger als das cordieritführende Gestein ist (cf. oben pag. 126).

Fr. Slavík bezeichnet [4]) das Gestein nördlich von Světla, von Bohušic (Bauschitz) gegen Ost bis zu den Pohleder Waldungen, als Biotitgneis.

In einer Programmarbeit [5]) des Deutschbroder Gymnasiums faßt Fr. Petr das Gestein aus der (ganzen) Umgebung von Deutschbrod als Ein-, beziehungsweise als Zweiglimmergneis auf. Aus dem Tale bei Břevnice und bei der Rosendorfer Mühle wird hier ein „Augengneis" angeführt, den auch von Andrian gesehen hat und (l. c. pag. 516) als ein gangförmiges Auftreten von rotem Gneis im grauen Gneisphyllite deutete.

Unsere Erfahrungen führten zu folgenden Unterscheidungen und kartographischen Trennungen: Cordieritgneis, Biotitgneis im allgemeinen und Grauwackenzone von Přibislau. Der Biotit-

[1]) „Phengitpegmatit oder Turmalinpegmatit."

[2]) l. c. Band XII, pag. 422 usw.

[3]) cf. Erklärungen der Bilder 1—4 im vorausgehenden Texte.

[4]) „Prahory východně od Světlé nad Sázavou." Živa, VI. Jahrgang 1896, pag. 311.

[5]) „Stříbrné doly v okolí Německého Brodu."

gneis deckt sich zumeist mit dem Begriffe des grauen Gneises. Er umfaßt außer diesem noch die fibrolithführenden Gneise, einen durch Quarz-Sillimanit-Knauern ausgezeichneten, unabhängig davon behandelten Horizont, graue Zweiglimmergneis-Varietäten und Abarten, deren kartographische Darstellung nicht durchführbar war. Als untergeordnete Einschaltungen, die später zur Besprechung gelangen, wurden im Biotitgneisterrain die verschiedenen Amphibol- und Kalksilikatgesteine, die Quarzite, Graphitquarzite usw. aufgefaßt.

1. Cordieritgneis.

Mit diesem Namen bezeichne ich im Gebiete des Kartenblattes „Deutschbrod" das cordieritreiche Gestein, das hauptsächlich in der südwestlichen Sektion, und zwar im Distrikte zwischen Lipnitz, Deutschbrod, Steken, südliche Blattgrenze von Steken gegen Westen und westliche Blattgrenze von der südwestlichen Ecke gegen Nord bis Pustolhotsko, in der zum Teile schon eingangs geschilderten Weise auf dem Zweiglimmergranite konstatiert werden konnte.

Obige Begrenzung ist eine beiläufige, denn man findet Cordieritgneise, zum Teile in der unmittelbaren Nachbarschaft des Granites, auch außerhalb dieses Gebietes wie zum Beispiel bei Světla an der Sazawa. Hier bildet er stellenweise an beiden Talgehängen anstehende Felsen, die jedoch oberflächlich zumeist stark verwittert sind.

Das Streichen der Schichten ist ein (mehr oder weniger) südöstlich-nordwestliches, das Verflächen ein nordöstliches bis östliches.

Mit freiem Auge erkennt man im Gesteine einige Millimeter groß werdende Biotitschüppchen, braunrot oder rot gefärbten Feldspat, der manchmal zu Linsen oder Lagen aggregiert sein kann, ein Mineral von deutlichem Fettglanze und hellgelblichbrauner Färbung, den Cordierit und den Quarz.

Von einem Cordieritgneise dürften auch die Feldlesesteine, die in der Gegend nordöstlich und südöstlich von Světla beobachtet wurden, herstammen.

Ferner ist es ganz sicher, daß die Biotitgneise aus der Umgebung nördlich, östlich und westlich von Deutschbrod in verschiedenem Maße Cordierit führen und zumindest teilweise noch unanfechtbare Cordieritgneise sind. Wir verweisen vor allem auf die Einschlüsse von Cordieritgneispartien im Granite, wie sie schon Katzer aus dem Steinbruche oberhalb der Sazawabrücke in Deutschbrod beschrieb (cf. pag. 125 und Bild 1).

Vor der Stelle, wo die Straße, die von Deutschbrod gegen Osten (Frauental) führend, am Ausgange des Břevnicatales die Bahn übersetzt, findet man ferner unmittelbar an der Straße einen guten Aufschluß in einem Gesteine, das man bei der Arbeit im Felde als Biotitgneis oder manchmal als Biotitglimmerschiefer bezeichnen würde. Das Gestein ist deutlich dünnschiefrig, streicht nordsüd- bis nordost-südwestlich, Verflächen westlich, beziehungs-

weise nordwestlich, Fallwinkel ca. 40°. Mit freiem Auge glaubt man (mit Bestimmtheit) nur braunen Glimmer und Quarz nebst Spuren von Sillimanit erkennen zu können.

Der Glimmer bildet winzige Schüppchen, die sich lagenweise anreichern und dann hier alle übrigen Elemente verdrängen. Es entstehen förmliche Glimmerhäute. Die Glimmerschüppchen, die in den Lagen zwischen den erwähnten Glimmerhäuten beobachtet wurden, erscheinen fast punktförmig. Dieses Gesteinselement liefert auch quer zur Schieferung gestellte Gebilde. Die Dimensionen des für Quarz gehaltenen Minerals erreichen selten die Größe eines Mohnkornes. Die einzelnen Körnchen wittern außerordentlich leicht heraus und liefern beim Zerschlagen eines Stückes viel feinen Sand.

Der Sillimanit kommt hier, wie gesagt, eigentlich nur in Spurenform vor.

Untersucht man nun dieses Gestein mikroskopisch, so findet man, daß die makroskopisch hellgelblichbraune Gesteinsmasse ein Gemenge dreier Minerale ist: Quarz, Feldspat und noch ein zweiachsiges Element. U. d. M. erkennt man nämlich zahlreiche farblose, unregelmäßig begrenzte zweiachsige Formen mit in die Augen springenden blaßgelblichen Umwandlungsprodukten und unvollkommenen Spaltrissen, was alles mit Rücksicht auf das übrige untersuchte Material für den Cordierit spricht.

Ferner sei bemerkt, daß das Verbreitungsgebiet des Cordieritgneises zum Teile auch über die Linie Deutschbrod—Steken in östlicher Richtung hinwegreicht. Östlich vom „Spitalhofe" (südöstlich Deutschbrod), bei Klarbrunn, dann südlich von Blumendorf, in der Umgebung des Lerchenhofes und im Hochberg-Walde kann man hie und da Blöcke und häufig Lesesteine von deutlich ausgebildetem Cordieritgneise neben einem makroskopisch als Biotitgneis zu bezeichnenden Gesteine beobachten. Wegen ihrer hornfelsartigen Ausbildung seien hier nur noch die eigentümlichen, fast schwarzen Funde von Cordieritgneis (oder zumindest cordieritführendem Gneis) von nachstehenden Punkten erwähnt: westlich K. 444, südlich Rosenmühle bei Deutschbrod, westlich Dolni mlýn bei Habern, bei K. 590 südlich Jilem, östlich Sedletin und südlich Schönbrunn (westlich Přybislau). Eine Probe von der letztgenannten Örtlichkeit ist einem von F. E. Suess gesammelten Handstücke von Hornfelsgranulit vom Valiberge bei Bobrau makroskopisch zum Verwechseln ähnlich. U. d. M. erweist sich jedoch unser Gestein viel feinkörniger, bedeutend biotitreicher, sehr granatarm und allem Anscheine nach spinellfrei. Bei der Besprechung des Biotitgneises kommen wir darauf zurück. Es ist nahezu ein Ding der Unmöglichkeit jeden Punkt einzeln anzuführen, wo vielleicht außerdem größere oder kleinere Spuren von Cordierit im Gneise beobachtet wurden. Übrigens bliebe die Abtrennung des Cordieritgneises gegen den Biotitgneis — dies sei ausdrücklich hervorgehoben — auch dann noch vielfach eine unsichere und in mancher Hinsicht subjektive. Erstens scheint nämlich der Cordierit nicht mit einem Schlage entlang einer bestimmten Grenze auszubleiben. Oft werden,

wie schon oben gezeigt, nicht die Mengen dieses Elementes, sondern nur die Dimensionen [1]) der Körner kleiner.

Deshalb kann man häufig den Cordierit erst unter dem Mikroskope nachweisen. Da nun nicht jeder, obendrein vielleicht noch zersetzte Feldlesestein mikroskopisch studiert werden kann, so mag es sehr leicht geschehen sein, daß im Felde mancher Cordieritgneislesestein als Biotitgneis gedeutet worden ist. Ferner läßt die Güte der Aufschlüsse viel zu vieles zu wünschen übrig, um eine ganz unanfechtbare Grenzlinie einzeichnen zu können. Schließlich wäre es jedoch auch zumindest mißlich, habituell so verschiedene Gneise, wie es zum Beispiel der Cordieritgneis vom Worlik bei Humpolec ist, mit dem erwähnten Gneise vom Ausgange des Břevnicatales zu vereinigen und umgekehrt den letzteren Typus von dem lokal äußerlich so gut wie gleichen oder zumindest sehr ähnlichen Biotitgneise zu trennen. Zwischen den echten Cordieritgneisen (Gegend bei Humpolec) und den typischen Biotitgneisen, wie wir sie später besprechen werden, bestehen übrigens derartige Übergänge, daß es trotz des riesigen Gegensatzes der Endglieder unmöglich ist, die beiden Gruppen entlang einer Linie scharf auseinanderzuhalten.

So viel vorläufig behufs richtiger Bewertung der Grenzlinie zwischen dem Cordierit- und dem Biotitgneise. Einiges folgt darüber später.

Was die Grenze gegen den Zweiglimmergranit betrifft, sei auf das eingangs auf pag. 122—125 Angeführte hingewiesen.

Als wesentliche Gesteinselemente verraten sich im mittelgrobkörnigen Cordieritgneise aus der Gegend von Humpolec Cordierit, Biotit, Orthoklas und in verschiedenen Quantitäten Quarz.

Dazu kommen noch in variablen Mengen ein Plagioklas, Muskovit, roter Granat, hie und da feinfasrige Sillimanitanreicherungen von weißlicher, grauer oder gelblicher Farbe, Magnetit und Pyrit.

Bei Deutschbrod fand schon Katzer [2]) bis taubeneigroße Cordierite. Ihre Dimensionen sinken jedoch (ebenfalls bei Deutschbrod), wie pag. 190—191 gezeigt, bis zur mikroskopischen Größe herab; kurz die Korngröße wechselt sehr stark. Dem freien Auge erscheint dieser Bestandteil in Körner- oder Streifenform. Ist die Farbe des Cordierites gelblich oder ist er gar farblos, so kann man ihn nicht sehr leicht vom gleich fettglänzenden Quarz unterscheiden. Dies scheint auch der Grund zu sein, weshalb der Cordierit von allen Forschern vor Katzer verkannt und für Quarz gehalten worden war.

Zum Glücke ist der Cordierit zumindest in besser erhaltenem Gesteinsmateriale zumeist verschieden blau (indigoblau, dunkelviolettblau, violettblau, himmelblau, hellblau, beziehungsweise bläulichweiß) und nur seltener grau bis grünlichgrau (respektive gelblich oder

[1]) Katzer, l. c. Band XIV, pag. 509.
[2]) l. c. Band XIV, pag. 514.

farblos). Letzteres scheint besonders in den feinkörnigen Gesteinsabarten der Fall zu sein.

Der Biotit ist ein reichlich vorhandener wesentlicher Gemengteil. Menge und Schuppendimensionen sind sehr variabel. Mitunter können sie bis 0·5 cm^2 (und darüber) groß werden.

Die Feldspate (Orthoklas und Plagioklas) können grauweiß sein. Speziell der Orthoklas zeigt jedoch gerne eine rötliche bis fleischrote Farbe. Letztere Färbung bekommt gegenüber dem Feldspate des Zweiglimmergranites bei der Terrainarbeit nahezu die Bedeutung eines Unterscheidungsmerkmales. Eine so intensive Rotfärbung des Feldspates, wie sie im Cordieritgneise beobachtet wurde, kann ich nämlich aus dem Gebiete des Zweiglimmergranites für keine Lokalität angeben (cf. pag. 121).

Quarz ist verhältnismäßig (mitunter sogar auffallend) wenig vorhanden. Manchmal tritt er in Form feinkörniger Aggregate auch in größerer Menge auf.

Der Muskovit ist zumeist sehr selten mit freiem Auge zu erkennen.

Roter Granat wurde (zum Beispiel am Worlik) nesterartig beobachtet. Er tritt jedoch auch einzeln in kleineren Mengen auf. Wesentlicher Bestandteil wurde er nie. Häufig fehlt er überhaupt ganz. Auch erreichen die einzelnen Körner nie größere Dimensionen.

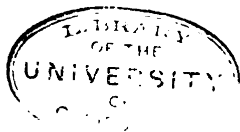
Großer Biotitgehalt verleiht dem Gesteine eine graue, bedeutende Mengen von Biotit und (von blauem) Cordierit eine dunkelblaugraue Farbe. Durch Verwitterung geht die graue Farbe stets in eine mehr oder minder rotbraune über.

Nach der Korngröße kann man mittelgrob bis (seltenere) feinkörnige Abarten des Cordieritgneises unterscheiden; letztere gehen mitunter in hornfelsartige über.

Allem Anscheine nach ist der Wechsel vollkommen gesetzlos.

Unter dem Gesichtswinkel der Strukturform betrachtet, gibt es im Cordieritgneisgebiete im allgemeinen Partien, die in jedem Falle als Gneis zu benennen sind. Die Biotitschüppchen, mitunter sind es auch größere Täfelchen, sind untereinander parallel geordnet. Sie können zu Flasern, Häutchen oder auch zu schwachen Lagen angehäuft erscheinen. Dazwischen liegen ebenfalls in Lagen- oder in Linsenform die übrigen Bestandteile einzeln oder in Gestalt von Gemengen. Dies verleiht dem Gesteine bald eine mehr flaserige, bald mehr schiefrige (auch dünnschiefrige) oder Lagenstruktur; auch schuppige oder mehr flaserig schuppige Varianten kommen vor. Schon in diesen ausgesprochen nicht körnigen Abänderungen kann man im Querbruche fast immer eine unmöglich zu verkennende Querstellung der Biotitblättchen beobachten, daß heißt, einzelne Biotitblättchen stellen sich senkrecht zur Schieferungsebene. Im IV. Teile dieser Arbeit werden wir darauf nochmals zurückkommen.

In der überwiegenden Mehrzahl der Fälle sind jedoch die Glimmerlamellen, Flasern und Lagen mehr oder weniger stark



verbogen und gewunden, wie dies schon Katzer[1]) für das Gestein aus dem obzitierten Steinbruche[2]) bemerkte.

So fand Autor an der Bahnstrecke Deutschbrod—Humpolec, nicht ganz am halben Wege von der Station Heraletz zur Eisenbahnstation Humpolec, beiläufig auf der Verbindungslinie von Kamenitz und Duby, größere, mehr feinkörnige, rot verwitternde, Blöcke mit einer fast phyllitischen Fältelung. Dieselbe Erscheinung zeigte auch sehr deutlich ein muskovitführender Lesestein aus der Gegend nördlich Okroulic, ferner Funde nördlich von Horni (Ober-) Bauschitz (nördlich Světla) und noch von mehreren anderen Orten.

Da der Biotitgehalt mitunter in ziemlich beträchtlichen Grenzen schwankt, kann es vorkommen, daß relativ biotitärmere Ausbildungen des Cordieritgneises bei ganz unregelmäßiger Verbiegung der Schieferungsebene, die wegen des geringeren Biotitgehaltes ohnedies undeutlich wird, fast wie granitisch aussehen. Solche Verhältnisse wurden zum Beispiel beobachtet an einzelnen Blöcken im Walde westlich von der Humpolec — Komorowitzer Straße, an Feldlesesteinen nordwestlich von Humpolec und westlich Budikau, gegen den Blattrand zu.

Im Bahneinschnitte südsüdöstlich vom „w“ im Worte Plachow ist der Habitus des Cordieritgesteines ganz gneisgranitartig. Das Gestein bildet hier größere kugelförmige und wollsackartige Blöcke, in denen man auf den ersten Blick Biotitgranit zu erkennen vermeint. Stellenweise glaubt man daran sogar eine kugelförmige Absonderung beobachten zu können. Dort, wo die Wand des Einschnittes niederer wird, sieht man derlei Bildungen auch im Walde herumliegen. Da sind sie jedoch schon sicher als Cordieritgneise mit zum Teile granitischer Struktur erkennbar.

Zwischen den Hektometersteinen 10·8 und 10·9, mehr gegen 10·9 als ganz in der Mitte, sammelte ich relativ biotitärmere Proben, bezüglich derer ich im Terrain im Zweifel war, ob ich es mit einer muskovitfreien Varietät des Granites oder mit einer fast vollkommen körnigen Ausbildung des Cordieritgneises zu tun habe. Auch Katzer[3]) gibt den granitischen Charakter seines Cordieritgesteines an mehreren Orten wie folgt an: hinter dem Hektometersteine 9·8, und zwar oberhalb der Teiche zwischen der Bojarmühle (Bojarův mlýn) und Baudamühle — hier bezeichnet Katzer das Gestein kurzweg als „Cordieritgranit“ — und beim Hektometersteine 2·7.

Derlei fast richtungslos körnige Partien könnten noch von vielen anderen Stellen angeführt werden. Stets glaube ich jedoch denselben nur eine mehr untergeordnete Ausdehnung zusprechen zu müssen. Die typische und verbreitetste Strukturform des Cordieritgneises steht nämlich mehr in der Mitte zwischen der beschriebenen schiefrigen und dieser körnigen Varietät.

---

[1]) l. c. XIV. Bd., pag. 509.
[2]) Bild 1, pag. 126.
[3]) l. c. Bd. XIV., pag. 510—513.

Fundpunkte von hornfelsartigem Cordierit- (cordieritführendem) Gneis wurden bereits oben angegeben. In ihrem Äußeren sind die hierhergehörigen Gesteine durchgehends sehr feinkörnig, mehr oder weniger schiefrig, beziehungsweise auch in der Art gebändert, daß das hauptsächlich dunkelgraue bis dunkelblaugraue Gestein ganz schmale helle Zwischenlagen aufweist, die manchmal kaum 2 *mm* mächtig werden. Die Biotitschüppchen werden hier nur so groß, daß man sie eben noch sicher erkennt. Die in den helleren Zwischenlagen auftretenden Elemente sind dagegen so klein, daß man bei der Betrachtung mit freiem Auge zumeist nur vermuten kann, womit man es zu tun habe (Quarz, Cordierit).

Die wechselnden Mengen- und Größenverhältnisse der Gesteinsgemengteile beeinflussen zwar auch das mikroskopische Bild der Cordieritgneise, allein bei weitem nicht derart wie den Befund bei der makroskopischen Betrachtung.

Als wesentliche Gemengteile werden auch auf diesem Wege Cordierit, Biotit und gestreifter neben ungestreiftem Feldspat erkannt. Wie im Cordieritgneise vom Granulitzuge von Borry in Mähren[1]), so fehlt zwar der Quarz u. d. M. auch in unserem Gesteine nie, er bleibt jedoch auch hier an Menge immer hinter den Feldspaten zurück. Granate findet man selten, häufiger tritt ein heller Glimmer auf, ohne jedoch jemals an Menge besonders zuzunehmen. Auch der Fibrolith hat in unserem Gesteine die nämliche Bedeutung wie im bezüglichen mährischen Cordieritgneise. Seine Quantität ist sehr variabel, ohne jemals im Dünnschliffe ganz zu fehlen. Die Bedeutung akzessorischer Elemente haben der Zirkon und der Rutil. Apatit beobachtete ich nie sicher. Die Erze werden vertreten durch den Magnetit und Pyrit. Hie und da als Interposition beobachteter, feinverteilter Staub kann vielleicht eine fragliche graphitartige Substanz sein.

Im Gesteine von der Ruine Worlik bei Humpolec ist der Cordierit u. d. M. vollkommen farblos. Abgesehen von einer sehr unvollkommenen Spaltbarkeit bemerkt man an den unregelmäßigen Querschnitten nur gesetzlos verlaufende Risse und Sprünge. Auf all den verschiedenen Trennungsflächen siedeln sich die bekannten blaßgelblichen bis blaßgelblichgrünen Zersetzungsprodukte an und bilden in manchen Schliffen ein ausgezeichnetes Hilfsmittel zwecks Trennung des Cordierites vom Quarze. Alle Schnitte mit derlei Merkmalen verrieten sich im c. p. L. als optisch zweiachsig, und zwar lag die Achsenebene parallel der erwähnten sehr unvollkommenen Spaltbarkeit.

Die interessantesten Einschlüsse im Cordierit sind die winzigen Zirkonkörner mit den sie umgebenden kleinen goldgelben pleochroitischen Höfen. Neben obigen Merkmalen ein gutes Unterscheidungsmittel gegenüber dem Quarze.

Ein sehr häufig beobachteter Einschluß im Cordierit ist ferner der Sillimanit. Dieser bildet farblose Nadeln oder er ist zu Büscheln, Garben, tannenzweigähnlichen Gebilden, oder ganz unregel-

[1]) F. E. Suess, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, pag. 628.

mäßigen Partien vereinigt. Neben Sillimanit konnte als Einschluß verhältnismäßig häufig auch ein brauner Glimmer (Biotit) und ein grünliches, schwach doppelbrechendes Mineral in unregelmäßigen Durchschnitten beobachtet werden.

Schließlich sei noch erwähnt, daß eben der Cordierit sehr häufig und reichlich feinstaubige Interpositionen zu führen scheint, die vielleicht graphitartiger Natur sein könnten. Diese Einschlüsse sind manchmal streifenartig angeordnet.

Der Biotit zeigt nur unregelmäßige Formen und lebhaften Pleochroismus. Wie im Cordierit so konnten wir auch im Biotit dunkle pleochroitische Höfchen um Zirkonkörnchen und einen scheinbar einachsigen Charakter dieses Minerals beobachten. In den randlichen Partien der Biotitblättchen findet man nicht selten Sillimanitnadeln (Fibrolith). Der Biotit scheint sich häufig wie in Sillimanit auszufasern, mitunter ist er dagegen auch wie durchspickt mit derlei Nadeln. Lokal erscheint der Biotit parallel verwachsen mit Muskovit. Dabei treten die Spaltrisse aus den dunklen in den hellen Glimmer ohne jede Unterbrechung über. Die Grenze zwischen den beiden Glimmerarten verläuft mitunter paralell der Spaltbarkeit, manchmal jedoch auch unregelmäßig. Sie war stets deutlich zu sehen; man hatte es sicher mit keiner Ausbleichung zu tun. Im Vergleiche zur vorhandenen Menge des Biotites ist jene des Muskovites minimal. Abgesehen vom Zirkon sind als Einschlüsse aus dem Biotit noch die bekannten Rutilnädelchen und ein Erz (Magnetit) anzuführen. Umgewandelt erscheint der Biotit in ein grünes Mineral, das allem Anscheine nach der Chloritgruppe angehört. Die Spaltbarkeit bleibt dabei erhalten, ja sie scheint sogar noch deutlicher hervorzutreten. Auffallend ist in den (eventuell) chloritisierten Durchschnitten der größere Reichtum an Erzpartikelchen und ein im reflektierten Lichte beobachteter lichter, sehr schmaler Saum. Dieser letztere erinnert lebhaft an manche Leukoxenbildungen. Die erwähnte Umwandlung erfolgt lamellenweise, so daß man noch ganz sicher Biotitlamellen nachweisen kann.

Feldspate. Ein Schnitt wies ein System sehr vollkommener Spaltrisse auf; diese wurden als $\parallel$ (001) gedeutet. Zwillingsstreifung war keine zu beobachten. Senkrecht auf der Schliffläche stand eine Bisektrix, und zwar, wie aus dem folgenden zu entnehmen ist, $\mathfrak{a}$. Parallel zur angeführten Spaltbarkeit lag nämlich die Achsenebene und $\mathfrak{c}$, senkrecht dazu $\mathfrak{b}$. Derlei Schnitte wurden als Orthoklas gedeutet. Zum Teile ist derselbe kaolinisiert, im großen und ganzen ist er jedoch ziemlich frisch. Seine Menge ist relativ beträchtlich, die Form unregelmäßig. An Quantität scheint der ungestreifte den gestreiften Feldspat zu übertreffen. Neben dem, wie es scheint, im Gesteine südöstlich von Humpolec vorherrschenden, glatten Orthoklas ist der Feldspat auch als Mikroperthit entwickelt. Ganz vereinzelt konnten auch Mikroklindurchschnitte (Gitterstruktur) erkannt werden.

Von einem Feldspatkorne, an dem man die Spaltfläche (001), dann (010), T und l erkannte, wurde ein Blättchen parallel (001) zwecks optischer Untersuchung abgespalten. Das Material, an dem dies

vorgenommen wurde, steht westlich vom Kreuzungspunkte der Nordwestbahnstrecke und der von Světla gegen Nord führenden Straße an. Mehrere Messungen der Auslöschungsschiefe ergaben einen Wert von — 13° 22'. Dieser Feldspat ist mithin ein recht basischer Labrador, der schon an einen Bytownit angrenzt.

An einem anderen Querschnitte wurde die Feldspatbestimmung mit Hilfe der beobachteten „symmetrischen Auslöschungsschiefe" vorgenommen, die 37° betrug und sogar auf einen Anorthit hinwiese. Dieses letztere Material stammt aus dem Bahneinschnitte westlich von Plachov (südöstlich Humpolec).

Im Gesteine aus der Gegend südlich K. 606, südöstlich Humpolec wurden ferner am Feldspate folgende Beobachtungen gemacht.

Ein unregelmäßig begrenzter Schnitt wies ein System von Spaltrissen auf. Diese verästelten sich ein paarmal und sprangen auch über, hielten jedoch häufig lange an und blieben streng parallel untereinander. Deshalb wurde diese Spaltbarkeit als parallel (010) aufgefaßt. Quer zu ihr verlief eine unvollkommenere, die sich durch viel kürzere, spärlichere und unregelmäßigere Sprünge verriet. Sie wurde als parallel (110) gedeutet. Der optische Charakter war positiv. In c. p. L. sah man oben rechts (etwas schief) ein Achsenbild. Im p. p. L. schlossen die Projektion der Achsenebene und die Spaltbarkeit ‖ (010) einen Winkel von — 18° 30' ein. Der Plagioklas kann auf Grund dessen also auch hier wie oben im ersten Falle als ein recht saurer Bytownit oder sehr basischer Labradorit aufgefaßt werden. Einen Labradorit hat in seinem Cordieritgneise auch F. E. Suess[1]) bestimmt. Unser Schnitt zeigt minimale Spuren einer Kaolinisierung und der Neubildung eines farblosen Glimmers. In manchen Schnitten tritt auch ein Karbonat auf.

Manche Feldspäte verrieten eine sehr feine Zwillingsstreifung. Die Bestimmung der symmetrischen Auslöschungsschiefe ergab in derlei Schliffen senkrecht zur Zwillingsebene (Albitgesetz) stets nur sehr geringe Werte. Diese Beobachtungen ließen wohl auch noch auf einen saureren Plagioklas schließen, als ihn obige numerischen Werte anzeigen. Wie in dem von F. E. Suess beschriebenen Cordieritgneise[2]), so könnte also der Plagioklas allenfalls auch bei uns zum Teile als ein Oligoklas vorliegen.

In zwillingsgestreiften Plagioklasdurchschnitten konnten hie und da Myrmekitbildungen erkannt werden.

Vom Quarze wurde das Wesentliche bereits angeführt. U. d. M. tritt er in Form einzelner unregelmäßiger Körner oder Körnergruppen auf. Interessant ist das Formverhältnis und der Verband von Quarz und Muskovit. Beide sind miteinander derart verbunden, daß man sagen kann, der eine bildet ein Skelett im anderen, das heißt, der Muskovit bildet ganz unregelmäßige, wie löcherig erscheinende Bildungen und in den Lücken zwischen der Muskovitsubstanz siedelt sich der Quarz (optisch einachsiges, positives Mineral von sehr kleinem *n*) an.

---

[1]) „Der Granulitzug von Borry", pag. 630.

[2]) L. c. pag. 629 und 630.

Im Biotit bildet der Quarz mitunter kreisrunde bis ellipsoidische (Eiern ähnliche) Einschlüsse.

Auffallend ist einerseits der allgemeine Mangel von Flüssigkeitseinschlüssen im Quarze und anderseits seine reichliche Biotit- und Sillimanitführung in manchen Schliffen. Im Schliffmateriale vom Waldwege,der vom Jägerhause K. 599 (nördlich Wilhelmow) nach Plachov führt, sah man im Quarze schön regelmäßig entwickelte, sechsseitige, kleine Biotitblättchen. (Gleiche Einschlüsse wies hier auch der Cordierit auf.)

Ein makroskopisch rosenroter, u. d. M. so gut wie farbloser Granat fehlt zwar, wie gesagt, nicht vollständig, er konnte jedoch im Cordieritgneise nie sehr häufig nachgewiesen werden. Zumeist sind seine Dimensionen sehr gering; nur ganz lokal erreicht dieses Mineral Linsengröße.

Der Sillimanit bildet vereinzelte feine Nadeln oder Aggregate von derlei Gebilden. Erstere liegen zumeist in der Schieferungsebene. Von den Aggregaten gilt dagegen dies nur teilweise. Die Formen der Aggregatquerschnitte spotten jeder Beschreibung; man erkennt daran zum Beispiel garben- , tannenzweig-, eisblumenartige oder auch ganz unregelmäßig zusammengeballte Gestalten.

Die einzelnen Nadeln sind gänzlich farblos, die Aggregate derselben grau. Manchmal werden die letzteren auch hellbraungrau. In den meisten dieser Fälle erkennt man jedoch, daß dann mit der Bildung des Sillimanites in irgendeiner Weise der Biotit im Zusammenhange gestanden sein dürfte. In der Mitte des Aggregates kann man nämlich wie eine Art Rest, beziehungsweise erste Spur eines anderen Minerals wahrnehmen. In manchen Fällen ist es, wie gesagt, sicher Biotit. Derartige mehr zentral gelegene Partien zeichnen sich von der Umgebung durch lebhafte Interferenzfarben aus.

Die Menge des vorhandenen Sillimanites ist sehr variabel. Während in dem u. d. M. untersuchten Materiale vom westlichen Abhange des Orlik (Ruine Worlik) massenhaft Fibrolith konstatiert werden konnte, ist im Cordieritgneise, den man am Wege vom Jägerhause K. 599 (südlich Rozkosch und östlich Humpolec) gegen Plachov antrifft, von dem Bestandteile nur wenig vorgefunden worden. Mit dem fallenden Sillimanitgehalte ist in der genannten Gegend der Feldspatgehalt (kaolinisierter Ortho- und Plagioklas) (wie es scheint) gestiegen.

Der Zirkon bildet unregelmäßige Körner oder kurze Säulchen. Um denselben wurden pleochroitische Höfchen beobachtet, mag das Mineral im Cordierit oder im Biotit gelegen sein.

Körnige Ausbildungen des Cordieritgneises zeigen mitunter als zufälligen Bestandteil auch einen dunklen Turmalin (westlich vom Kreuzungspunkte der Nordwestbahn und der von Světla kommenden Straße).

Das vorhandene Erz ist zumeist Magnetit. Man findet jedoch auch Spuren von Pyrit.

Struktur. Im Schliffe vom Sammlungsmateriale vom „Worlik" ist die Begrenzung der Bestandteile eine geradlinige, oder diese zeigen wenigstens die Tendenz, in geradlinig begrenzten Durchschnitten

aufzutreten. Die Neigung zur derartigen Begrenzung zeigt sich speziell dadurch, daß selbst aneinanderstoßende Quarzkörner in Schliffen von geraden Linien begrenzt werden. Erstere verraten dabei nicht selten scharfbegrenzte sechsseitige Querschnitte. An diesen wurde mehrmals ein vermeintlicher Prismenwinkel mit zirka 120° (u. d. M.) bestimmt. Von einer feinen Verzahnung der Elemente, wie dies in wirklichen Gneisen der Fall ist, und von einer häufigen undulösen Auslöschung derselben kann hier nicht gesprochen werden. In dem untersuchten Materiale (vom Wranaberge) grenzen nämlich die Elemente, außer geradlinig, nur noch mit (zumeist flach) konkav-konvexen Flächen aneinander.

2. Biotitgneis im allgemeinen.

Die Bezeichnung Biotitgneis im allgemeinen, fasse ich hier in der Weise als Sammelnamen auf, daß ich darunter vornehmlich schiefrige, kleinkörnige, braune, braungraue oder graue, glimmerreiche Biotitgneise, die ich als Biotitgneise im engeren Sinne des Wortes benenne, dann aber auch Biotitgneisglimmerschiefer, Biotitglimmerschiefer, fribolithführende Gneise sowie noch sonstige mineralogisch analog zusammengesetzte Felsarten von schiefriger Textur (wie zum Beispiel den cordieritführenden Biotitgneis pag. 190—191) sowie zum Teile auch einen grauen Zweiglimmergneis oder Muskovitgneis verstehe, soferne diese im Terrain, also mit freiem Auge, nicht als ein selbständiges gebirgsbildendes Schichtglied faßbar und verfolgbar waren, dann soferne selbe nur ganz untergeordnete Modifikationen des Biotitgneises (im engeren Sinne des Wortes) repräsentieren und vielleicht auch durch alle möglichen Zwischen- und Übergangsformen mit jenem verknüpft sind. Ich bin mir dabei sehr wohl bewußt, daß dadurch der Ausdruck Biotitgneis ein etwas vielumfassender wird. Es scheint mir jedoch, daß für unsere Zwecke vielleicht eine breitere Rahme zweckdienlicher sein dürfte als subtile petrographische Unterscheidungen, die im Terrain nicht erkennbar wären oder zwar lokal beobachtet, nicht aber auf eine gewisse Strecke hin verfolgt werden könnten.

Eine weitgehende Spezialisierung auf Grund rein mineralischer Momente könnte überdies dazu führen, daß manchmal im Felde gleich aussehende Gebilde verschieden und makroskopisch ungleich scheinende Proben als ident oder zumindest mineralisch derselben Gruppe angehörig gedeutet werden müßten (cf. pag. 190—191).

Wie bemerkt, habe ich auch gewisse graue Zweiglimmergneise, die in Muskovitgneisvarietäten übergehen (und in der Umgebung der Stadt Chotěboř vorkommen), der Bezeichnung Biotitgneis untergeordnet. Dies teils wegen den Übergängen zu diesem, hauptsächlich jedoch deshalb, weil durch ihre kartographische Ausscheidung das geologische Kartenbild Unklarheiten bieten würde und eventuell ganz etwas anderes zeigen könnte, als

es in der Absicht des Autors gelegen war. Im weiteren Texte soll aller diesbezüglichen Einzelheiten besonders Erwähnung getan werden.

Mit Rücksicht auf das Gesamtresultat der Untersuchung wolle man also unter dem Ausdrucke Biotitgneis im allgemeinen Sinne des Wortes die Bezeichnung für ein mineralogisch teilweise variables, schiefriges Gemenge von Biotit, Quarz und Feldspat, (lokal auch Muskovit, eventuell Cordierit) verstehen. Welche geologische Bedeutung demselben im Bereiche des Kartenblattes zukommt, das wolle man dem vierten Teile dieser Arbeit entnehmen.

Da der rote Zweiglimmergneis (pag. 139) noch auf ein geringeres Territorium der nordöstlichen Sektion beschränkt ist als der Cordieritgneis in der südwestlichen (pag. 190) und da ferner, abgesehen vom Cordieritgneise und vom Granite (in der Südwest- und im südwestlichen Teile der Nordwestsektion) (pag. 118) kein anderes Gestein besonders große territoriale Ausdehnung aufweist, deshalb kann der Biotitgneis in dem allgemeinen Sinne, wie oben verzeichnet, mit Fug und Recht als das in unserem Gebiete verbreitetste Gestein bezeichnet werden. Abgesehen von der Südwestsektion beteiligt er sich nämlich in ganz hervorragendem Maße an dem Aufbaue der Gebiete aller drei übrigen Sektionen.

Auf die Schwierigkeit der kartographischen Trennung des Biotitgneises (i. a. S. d. W.) von dem im allgemeinen gröber-körnigen Cordieritgneise wurde bereits im vorausgehenden Abschnitte hingewiesen. Einiges soll gelegentlich später eingeflochten werden.

Während der Cordieritgneis, dort wo er in größeren, geschlossenen Gebieten auftritt (Gebirgsrücken zwischen Humpolec und Lipnic, Gegend südlich Humpolec, bei Krasoňov, Skala, Pollerskirchen u. a. O.), in Blockform an der Oberfläche zu erscheinen pflegt, ist dies beim Biotitgneise bis auf eine Ausnahme westlich von Chotěboř so gut wie nie der Fall.

Hätte man nicht Bahneinschnitte und zerstreut angelegte Steinbrüche, beziehungsweise Schottergruben, so müßte man sich zum größten Teile nur mit Feldlesesteinen helfen, denn das ganze Gebiet des Biotitgneises ist mit wenigen Ausnahmen sehr schlecht aufgeschlossen. Die ungewöhnlich breiten Täler (cf. pag. 117) sind an ihren Sohlen mit mehr oder weniger mächtigen alluvialen Bildungen bedeckt, während auf den Gehängen und einförmigen Plateaux mächtige, weit verbreitete Lehmlager zur Ausbildung gelangt sind, die das geologische Bild der Gegend gründlich zu verschleiern imstande sind. Eine in geologischer so wie in landschaftlicher Hinsicht sehr „traurige" Gegend!

Ähnliche Wechselbeziehungen, wie sie oben (pag. 125—130) zwischen dem Zweiglimmergranite und dem Cordieritgneise konstatiert wurden, bestehen auch zwischen dem Biotitgneise und demselben Granite.

Wie dort, so scheint auch hier die granitische Unterlage unter dem Gneise förmlich hervorzuwuchern oder der Gneis bildet eine Art schadhaft gewordener Decke, durch deren größere oder kleinere Lücken die Unterlage (Granit) hervorlugt.

Als derartige Lokalitäten seien namentlich angeführt die Gegenden bei Lhota Ovesna, Smrdov, Tis, Lučic, nördlich Lustig Saar, südlich Jiřikau, Čachotin, nördlich Rauchstein, Frauental, Böhmisch Schützendorf und nordöstlich Hochtann.

Die erwähnten Lücken der Gneisdecke sind jedoch nicht überall gleicher Natur, beziehungsweise gleichgroß. Infolgedessen tritt auch der Granit an den verschiedenen Punkten nicht mit gleicher Deutlichkeit auf.

Im nachstehenden folgen die Beobachtungen an den einzelnen Stellen. Diese mögen gleichzeitig als eine Ergänzung der Angaben über das Auftreten des Granites aufgefaßt werden.

Zwischen den Stationen Deutschbrod und Schlappenz der österreichischen Nordwestbahn finden wir den Granit zum Beispiel südöstlich von der Haltestelle Friedenau entlang des Bahnkörpers sehr gut aufgeschlossen. Die Gneisdecke ist hier völlig abgetragen. Stellenweise erkennt man den Granit von dem Waggon aus.

Ähnliche Verhältnisse wurden bei Frauental (östlich Deutschbrod) beobachtet. Vom Fuße des Kalvarienberges ist der Gneis zugunsten des Granites gegen Nord zurückgewichen.

Bei Čachotin fand ich (neben Biotitgneis) reichlich mittelgroße Granitblöcke, die in besagter Gegend zur Feldeinfriedung und zu dergleichen Zwecken verwendet werden.

In der Schlucht nordöstlich Lhota Ovesna trifft man auf zahlreiche Lesesteine von Biotitgneis und Zweiglimmergranit. Nahe bei K. 549 (auf dem Abhange) stieß ich auf einen temporären Aufschluß, in dem der Biotitgneis in Gesellschaft mit muskovitreichem (Zweiglimmer-) Granite vorhanden war. Im genannten Dorfe selbst steht dagegen am Wege gegen K. 554 ein Zweiglimmergranit allein an.

Weiters findet man ziemlich große Granititblöcke nördlich und nordwestlich von Smrdov. Speziell nördlich davon stand der muskovitreiche Granitit in einer kleinen Schottergrube sogar an. Noch in Smrdov selbst sowie auch an der Bahnstrecke westlich von dem genannten Dorfe findet man dagegen einen Biotitgneis. An letzterem Orte kann der Biotitgneis (nebst einer Amphibolitbank) gut aufgeschlossen anstehend beobachtet werden. Am östlichen Rande des dortigen Granites, das heißt in Smrdov, fällt der Gneis bei mehr oder weniger nordwestlich-südöstlicher Streichrichtung vom Granite ab, also gegen Osten ein; am westlichen Rande desselben Granites untertäuft dagegen der Gneis den Granit. Interessant ist es, wie sich hier der Gneis an den Granit anschmiegt und ihn in aller Form umhüllt, denn nordwestlich von Smrdov streicht der Gneis an der Bahn h 1 und fällt nach h 7; östlich davon sehen wir den Gneis und seine Amphiboliteinlagerung schon h 9 streichen und h 3 verflächen; südwestlich von Smrdov streichen die nämlichen Gesteine wieder h 1 und fallen nach h 7 unter den Granit ein und am südlichen Ende dieser Granitausscheidung sehen wir schließlich die Schieferhülle in h 7 streichen und nach h 1 einfallen.

Späteren Angaben vorgreifend, beziehungsweise auch als Ergänzung zu den pag. 125—130 angeführten Tatsachen können wir bemerken, daß mit Rücksicht auf diese Lagerungsverhältnisse vielleicht auch der Granit von Smrdov als jünger zu deuten ist wie die Schieferhülle und daß er in diese vielleicht eingepreßt wurde.

Nordöstlich von der Eisenbahnstation Okroulitz ist am rechten Gehänge des dortigen Tälchens einzig und allein ein Zweiglimmergranit zur Ausbildung gelangt. An ein paar Stellen fand ich ihn unmittelbar anstehend. Der beste Aufschluß war gerade unter der Häusergruppe an einer Stelle an der Straße Okroulitz — Deutschbrod.

Verfolgt man die genannte Straße von dort gegen Ost, so wird man nun folgender Verhältnisse gewahr. Nördlich von der Straße erhebt sich eine Wand. Entlang derselben sind Schotterbrüche angelegt. Das dortige Gestein ist also sehr gut aufgeschlossen. Unmittelbar östlich vom erwähnten Tälchen, das von Lustig Saar herabkommt, steht ein deutlich schiefriger Biotitgneis an; etliche Schritte weiter östlich macht dieser einer Zweiglimmergranitbank Platz, die noch weiter östlich, ohne besondere Mächtigkeit zu erlangen, wieder an einen Biotitgneishorizont grenzt. Bevor wir zum ersten kleinen Seitengraben gelangen, der in nordsüdlicher Richtung verläuft, sehen wir denselben Wechsel sich nochmals wiederholen. Auf die erwähnte (zweite) Biotitgneisbank folgt nämlich noch einmal eine (zweite) Zweiglimmergranitbank und auf diese nochmals ein (dritter) Biotitgneiskomplex. Im ganzen haben wir also auf dieser kurzen Strecke drei Gneishorizonte zu beachten, die dadurch zustande kommen, daß zweimal lagerförmig auftretender Granit ihren Zusammenhang unterbricht. Die einzelnen erwähnten Komplexe grenzen scharf gegeneinander ab. Übergänge existieren keine. Der Biotitgneis der drei angeführten Horizonte streicht nordsüdlich und verflächt in östlicher Richtung, der Fallwinkel betrug 50 bis 60°. Ganz dieselbe Lagerung verraten (zumindest scheinbar) die körnigen Granitbänke.

Östlich vom Bahnwächterhause nordöstlich K. 414 (Kote am linken Sazawaufer) fand ich nochmals herrschenden Biotitgneis. Dazwischen konnte auch der Zweiglimmergranit wieder konstatiert werden. Die Beobachtungen sind jedoch hier insoferne nicht mehr so sicher wie früher, weil man zum Teile schon mit herumliegenden Blöcken operieren mußte. Der Zweiglimmergranit wird übrigens hier schon mehr ein Biotitgranit. Wie typischer Zweiglimmergranit und Biotitgneis bankförmig wechsellagern, sieht man ferner sehr schön in der Gegend, wo der Karrenweg von Ober-Chlistov den Bahnkörper übersetzt. Man hat da abermals zwei Zweiglimmergranitbänke (Lagergranite) mitten drinnen im Gneise. Die Grenzen sind scharf; die Lagerung ist wie im früheren Falle.

Die steile Wand am rechten Ufer der Sazawa, nördlich von der Brücke über diese, besteht ganz aus Biotitgneis. Dieser streicht, wie in den früheren Fällen, in nordsüdlicher Richtung und verflächt gegen Ost.

Fassen wir nun die Umgebung von Perknau ins Auge.

Von Lustig Saar sehen wir zwei Talschluchten zur Sazawa herabkommen. Das südliche Ende der Landzunge zwischen beiden wird vom Zweiglimmergranite gebildet, der dort auf Grund von Lesesteinen konstatiert wurde. Man findet jedoch auch Belege für die Existenz des Biotitgneises. Knapp (westlich) bei Perknau steht dagegen der Gneis, wie in den früheren Fällen gelagert, an der Sazawa unmittelbar an. Östlich von Perknau findet man Gneislesesteine.

Analoge Verhältnisse wurden am linken Sazawaufer konstatiert.

In der Gegend nördlich Klanečna zum Beispiel wechselt fast auf Schritt und Tritt unser Biotitgneis (der in manchen Fällen auch Cordierit führen mag) mit dem Zweiglimmergranite. Die Mächtigkeit der einzelnen Vorkommen wechselt ziemlich stark. Wie am rechten Sazawaufer so streicht der Gneis auch am linken stets in nordsüdlicher Richtung und verflächt gegen Osten unter einem ebenfalls gleichen Winkel von 50—60°. Er ist also nur die Fortsetzung des Gneises vom rechten Ufer. Dasselbe gilt von den granitischen, lagerförmigen Einschaltungen.

Es sei erwähnt, daß ein gleicher Wechsel von Gneisen und Graniten wie im Sazawatale auch abseits davon, wie beispielsweise im Tale des Pollerskirchner Baches, ferner im Tale, das zwischen Deutschbrod und Perknau ins Sazawatal mündet u. a. m. a. O. beobachtet wurde. Auch nordwestlich von Podĕbab kann man auf Grund von Lesesteinen und schlechten Aufschlüssen einen mehrmaligen Wechsel von Gneis und Granit konstatieren.

Besonders schön steht der Gneis am rechten Ufer des Pollerskirchner Baches nordwestlich Podĕbab und an dessen Mündung in die Sazawa an, während dagegen nördlich von Podĕbab abermals ein biotitreicher Zweiglimmergranit vorkommt und in dem Einschnitte der Nordwestbahn ebenfalls ansteht.

Derartige Wechselbeziehungen wurden also zwischen Biotitgneis und Granit in jenen Gebieten erkannt, wo die Gesteine durch natürliche oder künstliche Aufschlüsse vollkommen aufgeschlossen vor uns lagen.

Diese Erkenntnisse sind wichtig zwecks richtiger Beurteilung der geologischen Verhältnisse im Biotitgneisgebiete in mangelhaft aufgeschlossenen Distrikten, wo wir fast nur auf Lesesteine angewiesen sind.

Betrachten wir zum Beispiel die Gegend im Dreiecke Lučic, Lustig Saar und K. 561, beziehungsweise Radostin.

In dem Eck bei Lučic wurde auf einem Felde eine ca. 1 *m* tiefe Grube angetroffen, in der ein Zweiglimmergranit und Biotitgneis vollkommen aufgeschlossen nebeneinander auftraten.

Fast südlich von K. 595 und nordwestlich K. 521 lagen dagegen nur Biotitgneislesesteine vor; dabei entwickelte sich eine Lehmdecke von 1 *m* Mächtigkeit (im Hohlwege aufgeschlossen). Weiter südöstlich von der besagten Stelle, beim Kreuze nördlich K. 521, fand man verstreute Belege für einen Biotitgneis und für den Granit. Im Dorfe Lustig Saar kommt im Gegensatze dazu wieder nur Biotit-

gneis vor, und zwar steht er da an. Er streicht in nordwestlichsüdöstlicher Richtung und fällt gegen Nordost ein. Am Anfange des Weges von Lustig Saar gegen Okroulitz sehen wir dagegen abermals den Zweiglimmergranit anstehen.

In der nordöstlichen Ecke des in Rede stehenden Dreieckes tritt fast bei K. 561 ebenfalls Biotitgneis auf. Er streicht nahezu nordsüdlich bei fast östlichem Verflächen. Knapp daneben war aber wieder ein Muskovitgranit in einer Grube aufgeschlossen.

Erwägen wir diese Verhältnisse und den Umstand, daß an dem Wege von Lučic über Chlum nach Radostin (wenn überhaupt etwas zu sehen war) fast ausschließlich Biotitgneislesesteine vorlagen, so muß zugegeben werden, daß man sich vom geologischen Baue des besagten Dreieckes wohl sehr verschiedene Meinungen zu bilden berechtigt wäre, falls man nicht die Aufschlüsse von der Nordwestbahn, beziehungsweise von der Sazawa kennen gelernt hätte.

Hand in Hand mit jenen Erfahrungen dürfen wir jedoch versuchen den geologischen Bau des bezüglichen Distriktes wohl derartig zu deuten, daß wir analoge Verhältnisse wie im Sazawatale auch hier annehmen. Mit einer nahe an Gewißheit grenzenden Wahrscheinlichkeit dürfen wir daher sagen, daß hier vielleicht beiläufig nordsüdlich streichende und fast östlich einfallende Gneistafeln vorliegen, zwischen denen verschieden mächtige Bänke des Zweiglimmergranites, der bald etwas mehr Biotit, bald etwas mehr Muskovit führt, (zum Teile lagerartig) eingeschaltet sind. An der Oberfläche verwittern beiderlei Bildungen und liefern im primären Stadium die beobachteten Lesesteine und im sekundären Lehm.

Um Hypothesen jeder Art aus der graphischen Darstellung möglichst zu eliminieren, wurde für die Kartenzeichnung in derlei Fällen folgender Vorgang gewählt. Als herrschendes Gestein wurde beispielsweise im besagten Dreiecke der Zweiglimmergranit (mit zumeist beträchtlicher Biotitführung) aufgefaßt und zur Darstellung gebracht. Der Biotitgneis ist in Wirklichkeit vielleicht in gleicher Menge vorhanden. Die beobachteten Verhältnisse im Sazawatale würden zumindest nicht gegen eine derartige Deutung sprechen.

Mit Rücksicht auf die scheinbar geringeren Mengen des Gneises an den von mir begangenen Wegen und in Erwägung des Umstandes, daß mit wenigen Ausnahmen nur Lesesteine vorlagen, wurde er jedoch in Form von Quadraten verzeichnet, deren Bedeutung nur die sein soll, daß im angeführten Landstriche und in allen analog aufgefaßten Gegenden außer Granit auch Lesesteine von Biotitgneis vorkommen. Gerade das Entgegengesetzte gilt beispielsweise für die Gegend nördlich bei Lučic. Autor gesteht es jedoch unumwunden ein, daß in manchem derartigen Falle das Urteil betreffs der Menge der verschiedenen Gesteine ob Mangels an geeigneten Aufschlüssen lokal subjektiv gefärbt ausgefallen sein kann.

Soviel über das Auftreten des Biotitgneises in der unmittelbaren Nachbarschaft des Zweiglimmergranites.

Über das Verhältnis des Biotitgneises zum vorne geschilderten Zweiglimmergranitgneise vergleiche man die Angaben auf pag. 131—132.

Natürlicherweise muß auf Grund derartiger Beobachtungen mit Bezug auf die Gneise überall ein jüngeres Alter der Granite abgeleitet werden. Weitere diesbezügliche Deduktionen folgen im IV. Abschnitte der vorliegenden Studie.

In der älteren Literatur findet man häufig die Angabe, daß zwischen dem Biotitgneise und dem Granite Übergänge existieren. Ich kann jedoch diese durchaus nicht zugeben (vgl. auch pag. 120), obschon ich sie ursprünglich, solange ich die eben geschilderten Wechselbeziehungen zwischen Granit und Biotit-, beziehungsweise auch Cordierit-Gneis nicht kannte, selbst plausibel fand.

Um die Ausbildung des Biotitgneises kennen zu lernen, ohne uns der Gefahr auszusetzen schiefrige Randpartien des Zweiglimmergranites (cf. pag. 120) als solchen aufzufassen, begeben wir uns nun in das geschlossene Biotitgneisgebiet, also in Distrikte, wo wir möglichst wenig oder keine Graniteinlagerungen beobachtet haben.

Anschließend an das mir in Manuskriptform fertig vorgelegene, von Professor A. Rosiwal aufgenommene Kartenblatt „Polička und Neustadtl“ (Zone 7, Kol. XIV) fand ich, daß die ganze Ostgrenze meines Aufnahmsblattes von der äußersten Südostecke bis ungefähr zur Gegend genannt „Podhorska louka“ mit untergeordneten Unterbrechungen nur aus Biotitgneis im weiteren Sinne des Wortes besteht.

In der Umgebung von Sirakov finden wir südöstlich streichende und dementsprechend südwestlich einfallende Biotitgneise im engeren Sinne des Wortes. Das Gestein von Sirakov ist nämlich ein grau gefärbter Gneis, der dem unbewaffneten Auge fast nur hellgrauweißen Feldspat, Biotitschüppchen und relativ wenig Quarz verrät. Der Feldspat ist infolge der Verwitterung des Gesteines auch etwas hellgraubraun gefärbt. Seine Größe erreicht zwar manchmal die Dimensionen eines größeren Stecknadelkopfes, zumeist bleibt sie jedoch sehr gering. Der Biotit bildet winzige Schüppchen, die einzeln oder zu kleinen Flatschen vereint die Schieferungsfläche markieren; er kann sich jedoch auch zu zusammenhängenden Häuten vereinigen, welche glimmerärmere Quarzfeldspatlagen mehr oder weniger voneinander trennen. Wo der Glimmer (wie im ersteren Falle) stärker zurücktritt, kann es zur Ausbildung zumindest zum Teile körnigerer Varietäten kommen, meistens haben jedoch diese einen körnig flaserigen Charakter. Ganz unregelmäßig wurde eine Sillimanitführung beobachtet.

Während der Biotitgneis am Wege von Sirakov zu K. 653 ein paarmal anstehend beobachtet wurde und während er hier auch durch zahlreiche Lesesteine seine Existenz verriet, hatten wir dagegen bei der Begehung der östlichen Blattgrenze in der Richtung gegen Norden, also gegen das Sazawatal zu, sehr unter dem Mangel an Aufschlüssen zu leiden. Erst etwas nördlich von K. 575 war an der Straße, die von Nischkau kommt, ein leidlicher Aufschluß.

Mit Bezug auf voranstehende Angaben änderte sich zwar an dieser Stelle das Streichen nicht, das Verflächen war dagegen ein nordöstliches.

Fast ganz gleiche Verhältnisse fand ich im Sazawatale. Das Streichen wird zwar dort an manchen Stellen ein nordsüdliches, das Einfallen bleibt aber auch weiterhin ein östlich bis nordöstliches. Auf dem ganzen östlichen Rande des Rückens „Merk", K. 567, hatten wir leider gar keine Aufschlüsse. Der Boden war ausgesprochen lehmig.

Die vorhandenen Lesesteine rühren durchgehends von einem Biotitgneise von der Ausbildung wie bei Sirakov und von Hornblendeschiefern her. Erst im Tale des Losenický p. (= Losenitzer Bach) stießen wir auf anstehendes Gestein.

Die Lagerung bleibt auch hier die gleiche; Streichen ca. h 11, Verflächen östlich, Fallwinkel 40—60° im Durchschnitte.

Auch weiter nördlich ist bis „Podhorska louka" an der Ostgrenze des Blattes der Biotitgneis als grauer Gneis wie oben (Sirakov) angegeben entwickelt vorgelegen.

Zwecks fernerer Besprechung der Ausbildung des Biotitgneises (im weiteren Sinne des Wortes) aus dem Inneren des Kartenblattes und abseits von Graniten wollen wir nun am Südrande des Kartenblattes beginnend zuerst dem Schlapankabache folgen, um uns dann dem Tale des Sazawaflusses zuzuwenden.

a) Schlapankabach. Das Quellgebiet des Schlapankabaches (Skreyšanbach genannt) ist noch schlecht aufgeschlossen. Bevor man das Tälchen von Hrbov erreicht, sieht man nur herumliegende Lesesteine von grauem Gneis und von einem Hornblendeschiefer. Weiter westlich trifft man dagegen auf eine mit Bezug auf die sonstigen Verhältnisse im Kartenblatte ausnahmsweise große Anzahl von Aufschlüssen.

Das in Rede stehende Tal durchschneidet auf der Strecke von Hrbov bis zur Lutherischen Mühle die ganze Schichtserie fast genau quer zu deren mehr oder weniger nordsüdlichen Streichrichtung. Die Verflächung des Schichtkomplexes erfolgt auf der ganzen Linie in entsprechend östlicher Richtung. Der Winkel beträgt zumeist (rund) 60°.

Ein Blick auf das Kartenblatt selbst zeigt, daß der Gneiskomplex zwischen Hrbov und Ober-Wěžnitz mehrere ihm konkordant eingeschaltete (anderenorts zu besprechende) Einlagerungen aufweist.

Der Gneis des Schlapankatales zeigt nun auf der Strecke zwischen Hrbov und Lutherische Mühle dem unbewaffneten Auge folgende petrographische Eigentümlichkeiten.

Fast stets ist das Gestein sehr reich an Biotitschüppchen, deren Dimensionen jedoch nur selten 2 mm^2 erreichen. In der Regel sind die Blättchen kleiner und berühren einander ganz schwach oder sie sind zu kleineren Flatschen oder dünnen Häuten vereint. In manchen Fällen kommen kleine Augen dadurch zur Ausbildung, daß linsenförmige hellgraue Aggregate von Feldspat (und Quarz) von metallisch glänzenden, braunen Glimmerflasern eingesäumt werden. Bestehen die erwähnten Aggregate nur aus einem Feldspatkorne, dessen Größe eben gut die Dimensionen eines Hirsekornes übertrifft, so kann es zur Ausbildung von Varietäten kommen, die eventuell teilweise dem sogenannten Perlgneise gleichen. Verwittern darin

die Feldspate zu Kaolin ohne sich irgendwie zu verfärben (Eisenoxyd), so erscheint der Querbruch mancher solcher Stücke so, als wäre eine graue Fläche mit Kalkmilch recht fein bespritzt worden.

Obschon der Biotit stets mit freiem Auge erkennbar ist, kann er ab und zu doch nebenbei auch nur in Form dunkelgraubrauner Häute, die keinen Metallglanz verraten, auftreten. Derlei Ausbildungen sehen habituell sehr ähnlich den später zur Besprechung gelangenden Grauwacken.

Neben dem dunklen tritt mitunter auch ein heller Glimmer in Form einzelner kleinerer Schüppchen oder ebenfalls nur recht kleiner Flatschen und Flasern auf.

Sonst erkennt man mit freiem Auge wohl kaum noch etwas außer Quarz und Sillimanit.

Der Sillimanit vergesellschaftet sich zumeist mit dem Biotit und bildet im Hauptbruche feine hellgraue, manchmal wie seidenglänzende Partien oder als Fibrolith hellgrauweiße unregelmäßige Flecke. Im Querbruche kann man hellgrauweiße Partien, die streifenartige Formen mit sehr unscharfen Grenzlinien verraten, beobachten.

Die Textur ist im allgemeinen sehr deutlich schiefrig oder schuppig flaserig. Dessenungeachtet kann jedoch untergeordnet und lokal auch ein körniges Gefüge zur Ausbildung gelangen. An derlei Stellen ist stets der Biotitgehalt ein etwas geringerer als sonst.

Die Form der körnigen Partien ist in Handstücken bald ganz unregelmäßig, bald mehr streifenartig, oder sie haben die Gestalt von ziemlich flachen und in die Länge gestreckten Linsen.

In Ober-Wěžnitz wurde nahe dort, wo der Weg gegen Brskau aus dem Tale abbiegt, an Biotitgneislesesteinen eine phyllitische Fältelung beobachtet.

Von der Lutherischen Mühle talabwärts, also in der Richtung gegen Norden, tritt zu den eben angeführten Gesteinselementen ganz lokal noch Cordierit hinzu. Der Habitus des Gesteines wird an derlei Stellen in frischen Aufschlüssen derjenige des Cordieritgneises.

Während jedoch das Gebiet des Goldebachtales (die Umgebung von Bergersdorf sowie das rechte Ufer, die Nordwestbahnstrecke) dem Cordieritgneise zugezogen wurde, da dieser teils anstehend, teils in Block- und (sicherer) Lesesteinform beobachtet wurde, obschon auch Biotit- und Sillimanitgneise in besagter Gegend vorkommen, unterließ ich dies nördlich von der Lutherischen Mühle, weil der im Terrain erkennbare Habitus des Gesteines im allgemeinen derjenige des obigen Biotitgneises, beziehungsweise lokal jener eines fibrolithführenden Biotitgneises ist, die voneinander nicht getrennt werden konnten.

Die Schichten streichen auch hier mehr oder minder südsüdöstlich-nordnordwestlich und fallen dementsprechend östlich ein. Der Verflächungswinkel ändert sich nur wenig; er schwankt zwischen 50 und 60°. In der Gegend westlich von Pfaffendorf wurde einmal ein Winkel von nur 20° angetroffen.

Infolge derartiger Lagerungsverhältnisse sind die weiter nördlich beobachteten Gesteinsausbildungen nicht wesentlich von den geschilderten verschieden.

In jeder Hinsicht gleiche Verhältnisse waren in den Nebentälchen zu verzeichnen. Eine einzige Ausnahme und dies bezüglich der Lagerung bildet das Tal am südlichen Fuße des weithin sichtbaren Hügels Hochtann, K. 586. An der Mündung ins Schlapankatal haben wir nämlich noch die gleichen Verhältnisse wie in diesem selbst. Ungefähr 0·5 *km* davon entfernt streichen dagegen die Schichten nordöstlich-südwestlich und verflächen gegen Nordwest.

b) Sazawatal. Die Sazawa, welche nordöstlich von Nischkau in unser Gebiet eintritt, durchquert auf ihrem im allgemeinen ostsüdöstlich-westnordwestliche Richtung aufweisenden Laufe die Schiefer fast genau quer zu deren Streichrichtung.

Die Lagerung des Gneises ist nämlich, wie zum Teile schon gezeigt, im allgemeinen eine sehr gleichförmige. Zumeist ist das Streichen ein nord-südliches mit nur geringen Abweichungen sowohl im östlichen als auch im westlichen Sinne, denn nordöstlich-südwestliches, beziehungsweise nordwestlich-südöstliches Streichen wurde nur in einigen wenigen Fällen beobachtet und hat auch nur lokale Bedeutung. Eine zum Teile größere Abwechslung verrät die Verflächungsrichtung, obschon auch diese zumeist eine mehr oder minder konstante und östliche ist. Westliches, beziehungsweise nordwestliches Verflächen wurde beobachtet auf der Strecke südlich K. 494 bis Ronau, an einer Stelle östlich Uttendorf an der Eisenbahn, an der Westgrenze des Granites nordöstlich Frauental und im Bahneinschnitte südlich Šidlak bei Deutschbrod. Der Einfallswinkel wechselt zwischen 30 und 90°. Derlei Extreme sind jedoch selten, in der Regel schwankt der Betrag zwischen 60 und 70°.

Der Gneis des Sazawatales ist, abgesehen vom Cordieritgneise, zumeist ein Biotitgneis im engeren Sinne des Wortes oder er wird durch die Aufnahme von Sillimanit ein mehr oder weniger feinkörniger fibrolithführender Biotitgneis. Die Schilderung der mineralogischen Eigentümlichkeiten des Gesteines aus dem Schlapankatale ist deshalb auch hier auf ihrem Platze, nur scheint das Gestein aus dem Sazawatale oder zumindest aus dem östlichen Teile desselben etwas häufiger Muskovitschüppchen zu führen. Vielleicht hat die häufigere Beobachtung dieses Minerals nur in den besseren Aufschlußverhältnissen ihren Grund. Durch einen wechselnden Biotitgehalt und durch eine teilweise schwankende Korngröße der Elemente wird eine Unzahl von petrographisch unbedeutenden Varietäten erzeugt, die manchenorts untereinander sehr rasch abwechseln.

In selteneren Fällen kann der Biotit fast bis zum Verschwinden zurücktreten.

Besondere Erwähnung verdient die Tatsache, daß im Sazawatale sowie auch in den früher besprochenen Gegenden der Biotitgneis manchmal untergeordnet ein glimmerschieferartiges Aussehen annimmt und dann gewöhnlich sehr dünnschiefrig wird. In derartigen Fällen kann der Biotit weit über die übrigen Gesteinskomponenten vorherrschen. Namentlich auf dem Hauptbruche sieht man ihn dann ganz allein zur Ausbildung gelangen. Seine Dimensionen sind dabei bald fast mikroskopisch, bald messen die Schuppen 1—3 *mm* im Gevierte. Das Letztere ist die häufigere Erscheinung.

Auf eine eigentümliche Modifikation des Biotitgneises aus der Gegend südlich von Schönbrunn (westlich Přibislau) wurde schon bei der Besprechung des Cordieritgneises (pag. 191) aufmerksam gemacht.

Das Gestein wurde im Bahneinschnitte gut aufgeschlossen angetroffen. Es zeichnet sich durch eine bedeutend größere Härte und dunkelgraue bis fast grauschwarze Farbe bei fast dichtem (sehr feinkörnigem) Gefüge gegenüber der sonst gewöhnlich beobachteten Ausbildung des Biotitgneises aus, dem es vollkommen konkordant (bankförmig) eingelagert erscheint. Stellenweise durchziehen das Gestein parallel zu der eben noch merkbaren Schieferung hellgraue Zwischenlagen von manchmal kaum 1 *mm* Dicke. Makroskopisch ist die Natur derselben schwer deutbar. Auf dem Hauptbruche erkennt man mit freiem Auge sicher winzige Biotitschüppchen. Im Querbruche ist dagegen selbst dies nicht immer der Fall, da der Habitus auch leicht hornfelsartig wird. Einmal wurde in einem Stücke eine kleine Granatlinse beobachtet. Bei dem Vergleiche einer solchen Probe mit dem von Prof. F. E. Suess[1]) gesammelten Hornfelsgranulite vom Valiberge bei Bobrau (Blatt Groß-Meseritsch) fiel sofort die außerordentliche Ähnlichkeit beider Gesteine auf (cf. pag. 191), die im Handstücke so groß werden kann, daß leicht eine Verwechslung beider möglich wäre (cf. auch unten pag. 227—230).

Westnordwestlich von Deutschbrod und nördlich bei der dortigen sogenannten „Knochenstampfe“ fand ich Lesesteine von folgender Gesteinsausbildung. Das Gefüge war so gut wie körnig. Die Größe der Elemente erschien (partiell) über mittelgroß. Mit unbewaffnetem Auge erkannte man vornehmlich Quarz und Feldspatkörner neben hellen und dunklen Glimmerschuppen. In bedeutend geringeren Mengen verriet sich schließlich ein kurz säulchenförmig gebautes, graugrünes, quer zur Säulchenlängsrichtung teilbares Mineral, das fast bohnengroß wurde und deutlich die Tendenz zeigt, sich in hellen Glimmer umzuwandeln. Dieses letzte Element erwies sich bei der genaueren Untersuchung als ein Andalusit. Nur teilweise analoge, weil feinerkörnige Gebilde, glaube ich abseits vom Sazawatale, nordwestlich von Frauental beobachtet zu haben.

Auf das Vorkommen von Andalusit im Bereiche meines Aufnahmsgebietes wies auch F. Katzer[2]) bereits hin, der diesen bei Čejov (nordöstlich von Humpolec) in Pegmatiten konstatierte.

Es wurde schon oben (pag. 208) bemerkt, daß der Biotit fast bis zum Verschwinden zurücktreten kann; eine Erscheinung, die auch gleichzeitig für den Biotit und für den Feldspat konstatiert werden konnte. Quarz tritt ab und zu ohnedies stark zurück.

Nimmt nur die Menge des Biotites allein ab, so macht vor allem die braune, beziehungsweise graue Farbe einer hell weißgelben bis hell bräunlichgelben Platz. Hand in Hand damit verschwindet dann die Schieferung ganz oder mindestens zum Teile. Gewöhnlich

[1]) „Der Granulitzug von Borry in Mähren.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900.
[2]) Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., Bd. XII, pag. 420 und Bd. XIV, pag. 497.

bleiben jedoch einzelne Flatschen, Schüppchenhaufen oder auch ganze Lagen vom Glimmer erhalten, die auf dem Hauptbruche eine hautförmige Verteilung zeigen. Entlang derartiger Flächen ist diese Gesteinsausbildung sehr leicht spaltbar.

In den erwähnten Biotitlagen kann fallweise auch der Sillimanit angetroffen werden. Im Querbruche sind seine Aggregate im Sinne der Biotithäute gestreckt. Höchstens hirsekorngroße rote Granatkörner fehlen zwar nie, obschon sie nirgends in großer Menge beobachtet wurden.

Die Hauptgemengteile derartiger biotitarmer Gesteinsvarietäten sind mithin Quarz und Feldspat. Beide treten nur in Form sehr kleiner Körner auf, so daß sich die Strukturform an der Grenze vom feinkörnigen zum (fast) dichten bewegt.

Der Gesamteindruck, den derlei Gesteine auf den Beobachter machen, ist nach dem Gesagten der eines weißen Gneises, beziehungsweise Granulites oder Glimmergranulites (Gneisgranulit) im Sinne von Rosenbusch (Elemente, I. Aufl., § 362).

Alle obigen Angaben beziehen sich nur auf Lesesteine, die an folgenden Punkten vorgefunden wurden: im Schindergraben am rechten Ufer bei der Säge südwestlich Rauchstein und nordnordwestlich Frauental; in demselben Tale am rechten Ufer nördlich Rauchstein und ostsüdöstlich Glashütte; nordwestlich bei Smrdov; beim Kreuze K. 546 nordwestlich Rosohatec; genau südlich von dieser Stelle am Karrenwege, der von Rosohatec über K. 512 gegen Nordwest führt, und schließlich auch an zwei Stellen am Karrenwege, der von Jilem westlich bei K. 590 vorüber in das Sedletiner Tal führt.

Aus der Natur der Funde ergibt sich von selbst, daß wir nicht in der Lage sind auf ihre geologische Bedeutung einzugehen.

Ausnahmsweise folge hier einiges bezüglich des mikroskopischen Befundes (übrigens beachte man auch die Angaben unten sub *l*).

U. d. M. finden wir obige makroskopische Diagnose auf Granulit scheinbar bestätigt. Wesentliche Gemengteile sind Quarz und Feldspat. Letztere gehören in jene Reihe, die kleinere Brechungsquotienten als der Quarz aufweist. Da sie nur teilweise gestreift sind, können wir einen Teil davon als Orthoklas deuten. Die gestreiften Durchschnitte verrieten nur geringe symmetrische Auslöschungsschiefen, was auf einen sehr sauren Plagioklas (Albit oder sauren Oligoklas) hinweist. Im Vergleiche zur Menge des ungestreiften Feldspates ist die Quantität des Plagioklases unbedeutend.

Farbloser Granat, mit einem sehr schwachen Stiche ins Rötliche, wurde in Form unregelmäßiger Körner zwar stets, nie jedoch in größeren Mengen vorgefunden. Viel häufiger ist der Biotit konstatiert worden. Seine Dimensionen waren jedoch bedeutend geringer als sonst. Er bildet im Querschnitte nur recht kurze, Stäbchenform aufweisende Gebilde, die mit ihrer Längsrichtung zumeist untereinander parallel geordnet sind.

Ein farbloses Mineral mit einem System (sehr) vollkommener Spaltrisse, quer zu denen die Ebene der optischen Achsen lag, wurde als der Zoisit-Epidotgruppe angehörend gedeutet.

Beachtenswert ist das Gefüge. Wie uns das mikroskopische Bild des Gesteines vom Karrenwege südsüdwestlich Jilem (Taf. VI, Fig. 1) zeigt, ist die Begrenzung der Elemente mehr oder weniger eine geradlinige, obschon gleichzeitig unregelmäßige. Verzahnungen fehlen. Außer der geradlinigen Begrenzung muß nur noch auf die schwach gerundeten und tropfenartigen Formen hingewiesen werden. Das Gefüge zeigt also die Eigentümlichkeit der Pflasterstruktur, wie wir sie auch beim Cordieritgneis (pag. 198) besprachen und später noch aus dem Biotitgneise (pag. 215 ff.) zusammenfassend anführen werden. Siebstruktur wurde an den einzelnen Mineralen nicht sicher beobachtet, obschon derartige Einschlüsse vorkommen, welche sie vermuten ließen.

Analoge Ausbildungsformen des Biotitgneises (im weiteren Sinne des Wortes), wie sie bisher beschrieben, beziehungsweise wie sie bereits gelegentlich der Besprechung des Cordieritgneises zum Teile erwähnt wurden [1]) und wie sie übrigens von einigen Stellen noch später, Hand in Hand mit der Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse besprochen werden sollen, zeigt das gegenständliche Gestein überhaupt auch im restlichen Gebiete, soferne in der Karte ein Biotitgneis verzeichnet erscheint. Deshalb können wir auf die weitere Schilderung von derlei Gesteinsausbildungen spezieller Lokalitäten an dieser Stelle verzichten.

Eine von diesen gewöhnlichen Verhältnissen abweichende Modifikation, die eben deshalb besonders anzuführen wäre, wurde nur in der Gegend um Chotěboř beobachtet. Es ist dies ein dort auftretender grauer Zweiglimmergneis.

Bei Přijemek, Mariendorf, Hajek, Bida (südsüdöstlich Chotěboř) sowie noch an anderen später speziell anzuführenden Stellen enthalten nämlich viele Feldlesesteine — und zwischen Chotěboř und Bida zumindest hatte man es ja nur mit solchen zu tun — zwei Glimmer, einen dunklen und einen hellen, so daß man derlei Funde eigentlich als graue Zweiglimmergneise bezeichnen muß. Neben solchen findet man jedoch in der besagten Gegend auch einerseits graue Biotitgneise ohne jede Spur von Muskovit sowie anderseits manchmal Belege für einen Muskovitgneis ohne jede Spur eines Biotites.

Da manche der bezüglichen Proben übrigens ganz gewissen Ausbildungen von Gesteinen gleichen, wie sie später aus der Přibislauer Grauwackenzone zur Besprechung gelangen sollen, deshalb will ich diesen Teil der grauen Zweiglimmergneise detailliert in einem dort schildern.

Nachstehende paar Zeilen seien also nur dem Vorkommen eines grauen Zweiglimmergneises westlich, beziehungsweise nordwestlich von Chotěboř gewidmet.

Wie östlich von der genannten Stadt, so stoßen wir auch westlich davon, bei K. 504 der großen Karte, beziehungsweise in der Gegend des dortigen Jägerhauses auf Felsen, die sich jedoch

---

[1]) Cf. pag. 190 bis 191.

lange nicht so weit ausbreiten als jene östlich von der in Rede stehenden Stadt.

Bei K. 504 sehen wir nämlich plötzlich aus dem zumindest in südlicher Richtung geradezu monotonen Flachlande eine etliche Meter hohe, in nördlicher Richtung gestreckte, gegen Westen steil abfallende Felswand emporsteigen. In dieser Wand, ferner im Gebiete um das Jägerhaus und auch noch am Wege, der von letzterem in die Stadt führt, finden wir das besagte Gestein gut aufgeschlossen. Weiter in nördlicher Richtung hinderte mich der dortige Waldbestand die Verhältnisse genauer zu studieren, denn erst westlich von K. 470 fand ich an der Straße, die von Chotěboř nach Neuesdorf (nördliches Nachbarblatt) führt, einen guten, und zwar diesmal künstlichen Aufschluß (Schottergrube).

Südlich von der erwähnten Stelle verdeckte Lehmboden den krystallinen Untergrund. Westlich vom Graben, der von der besagten Wand gegen Norden verläuft, hatte ich schiefrig-flaserige Biotitgneise (ohne Muskovit) unter ebenfalls starker Lehmbedeckung konstatiert. Nördlich von Chotěboř waren aber mehr schiefrige Biotit- und zum Teile auch Zweiglimmergneise vorhanden.

Das Gestein nordwestlich von Chotěboř ist bei spezieller Berücksichtigung der Ausbildung in der Wand bei K. 504, wie oben bemerkt, als verschieden grauer Zweiglimmergneis zu bezeichnen, denn er führt beiderlei Glimmer, grauen Quarz und ebensolchen oder manchmal sehr blaßrötlichen Feldspat als wesentliche Gemengteile.

Die Glimmer bilden untereinander sich nicht berührende Schuppen oder unregelmäßige Gruppen solcher, auf welch' letztere mir jedoch der Ausdruck Flasern nicht stets und gut anwendbar zu sein schien. Die Schuppen liegen nämlich oft wirr nebeneinander. Durch eine gewisse verschieden deutliche Parallelstellung der Glimmer tritt indes natürlich eine bald mehr, bald weniger ausgesprochene Paralleltextur des Gesteines hervor.

Für manche der dunkelschwarzen, 2—3 *mm* großen Körner glaubte ich annehmen zu dürfen, daß sie dem Turmalin angehören.

Die Korndimensionen werden im Gesteine westlich von Chotěboř lokal etwas größer als knapp östlich davon.

Im Anschlusse daran folge auch hier ausnahmsweise sofort die Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse.

Mineralogisch zeigt das Gestein von K. 504 (Felswand) westlich von Chotěboř fast gleiche Charaktere wie der rote Zweiglimmergneis östlich von der genannten Stadt, ohne jedoch obigen Modifikationen als ganz gleich an die Seite gestellt werden zu können.

Vor allem in die Augen springend ist nämlich das Verhalten des Quarzes. In den oben auf pag. 139 ff. angeführten Ausbildungen führt er reichlich (wohl wahrscheinlich Gas- und Flüssigkeits-) Einschlüsse in der bekannten streifenförmigen Anordnung. Hier ist dagegen der Quarz daran arm oder auch ganz frei.

Im roten Granitgneise greifen die Quarze an ihrer Grenze mit scharfen Zacken gegenseitig ineinander; dasselbe findet man entlang den Quarz-Feldspatgrenzen. Im Gesteine von K. 504 greifen

dagegen die Quarze zwar auch noch in die Nachbarquarze oder in die Feldspate ein, allein hier erfolgt dies entweder gar nicht oder nicht immer in Gestalt derart scharfer Zacken. Die Grenzlinien zeigen nämlich die Tendenz nur schwach gebogene Kurvenformen, und geschlossene Gestalten infolge dessen Umrisse mit länger anhaltenden geraden Linien anzunehmen. Ohne besondere Mühe findet man auch Quarzdurchschnitte, die sich mit ihren Konturen sogar Kreisen oder etwas verzerrten derlei Figuren nähern. Diesbezüglich verweise ich noch kurz auf die Bilder 1 und 2 auf Tafel V. Bild 1 soll uns den roten Gneis (pag. 139) mit der Verzahnung seiner Elemente, Bild 2 den in Rede stehenden grauen Zweiglimmergneis vor Augen führen.

Am Feldspate wurde sehr untergeordnet die mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit beobachtet. Desgleichen findet man auch myrmekitische Gebilde.

Ein Schliff verriet vollkommen sicher einen grünlichgrauen Turmalin, der im roten Zweiglimmergneise (pag. 139 ff.) nie beobachtet wurde.

Ein anderer ließ mich in der Ungewißheit, ob nicht ein Epidot als sekundäre Bildung vorlag.

Zumindest gleich interessant ist die Gesteinsausbildung in der Gegend (fast) nördlich von Chotěboř. Gemeint ist hier der Biotitgneis, beziehungsweise der zweiglimmer- oder muskovitführende Biotitgneis vom rechten Ufer des Doubravabaches westnordwestlich von Libitz am nördlichen Blattrande.

Um den Gegenstand nicht zweimal zu besprechen, verweise ich diesbezüglich auf die betreffenden Erörterungen im Abschnitte über die Gesteine der Přibislauer Grauwackenzone.

Hier möchte ich nur noch folgendes bezüglich der Behandlung dieses grauen Zweiglimmergneises bei der kartographischen Darstellung erwähnen, um die Zusammenfassung desselben mit dem Biotitgneise zu rechtfertigen.

Die Zweiglimmergneislesesteine fand ich, wie schon gesagt, stets vergesellschaftet mit solchen des Biotitgneises. Da entsprechende Aufschlüsse fehlten, deshalb wäre eine Trennung der beiden in der Karte im besten Falle schematisch ausgefallen.

Eine derartige Darstellung ergäbe im Kartenbilde einen oder mehrere, dafür jedoch schmälere, parallele, mehr oder weniger nordsüdlich streichende Züge, die sich etwa vom nördlichen Kartenrande über Chotěboř, beiläufig östlich Dobkov und Počátek, über Mariendorf, Střižov und Hajek bis in die Gegend von Jitkau erstrecken dürften.

An einigen Stellen, zum Beispiel nördlich, dann ostsüdöstlich von der Stadt Chotěboř und südlich von der gleichnamigen Bahnstation müßte Biotitgneis im Bereiche des Zweiglimmergneises unbedingt ausgeschieden werden, da solcher besonders nördlich und nordöstlich von Dobkov anstehend angetroffen wurde.

Derlei, im voranstehenden allgemein skizzierte Verhältnisse wären ungefähr bis Jitkau, wenn auch nur schematisch, graphisch gewiß fixierbar gewesen, ohne Gefahr zu laufen, daß aus der Karte etwas

herausgelesen werden könnte, was den tatsächlichen geologischen Erkenntnissen gar nicht entspräche. Anders liegen dagegen die Verhältnisse in der Gegend südlich bei Jitkau. Je nach dem subjektiven Ermessen müßte man auf Grund der beobachteten Lesesteine früher oder später in der besagten Gegend den Zweiglimmergneis in südlicher Richtung sich auskeilen lassen. Dies könnte nun ein ganz irriges Kartenbild bezüglich der geologischen Verhältnisse liefern, wie ich es gleich zeigen will.

An den Karrenwegen, die von Střižov auf die östlich davon gelegenen Felder führen, fand ich nämlich noch Lesesteine, die für das Vorhandensein von Biotitgneis und von grauem Zweiglimmergneis sprechen. Auch Amphibolit oder Hornblendeschieferlesesteine fand ich dortselbst. Wenn wir also einen Zweiglimmergneis hier im allgemeinen ausscheiden wollten, so müßten wir zumindest diesen Distrikt noch unbedingt demselben zuteilen. Nun hatte ich nördlich Höhenpunkt 602 *m* in einem kleinen Biotitgneisaufschlusse ein Streichen in h 10 mit südwestlichem Verflächen beobachtet. Westlich Oudolen glaube ich dagegen nicht mehr berechtigt zu sein das Vorhandensein von Zweiglimmergneisen annehmen zu sollen, obschon ich sie noch nordnordwestlich davon beobachtet habe. Ich müßte also in diesem Falle eine Grenze einzeichnen, die beiläufig dieselbe Richtung, wenn auch nicht Lage hätte wie etwa der Graben, der von K. 591 zum Jitkovsky mlýn (= Jitkauer Mühle) herabkommt, also eine Grenzlinie, die mit Bezug auf die Streichrichtung mehr oder weniger schiefen Verlauf aufwiese, was im Kartenbilde auf eine Störung, Diskordanz oder etwas derartiges schließen ließe, obschon ich für eine solche Deutung absolut gar keine Beweise vorzubringen imstande wäre.

Diesem Falle ganz gleich wäre folgende Variante. In der Gegend südöstlich vom Jitkovsky mlýn beobachtete ich nur größere und kleinere Lesesteine eines grauen, flaserig-schiefrigen Biotitgneises. Aus diesem Grunde glaube ich den grauen Zweiglimmergneis auch nicht erst etwa in der Gegend südlich vom Jitkovsky mlýn sich auskeilen lassen zu dürfen. Dies letztere speziell auch aus folgendem Grunde nicht. Wie früher bemerkt, fand ich graue Zweiglimmergneise auch nördlich, beziehungsweise nordnordwestlich von dem langgestreckten Dorfe Oudolen, die im Falle der kartographischen Ausscheidung des in Rede stehenden Gesteines auch noch diesem Distrikte zufallen müßten. Westlich Oudolen und östlich K. 593 beobachtete ich nun ein Streichen in h 11 mit entsprechendem östlichen Verflächen. Auch einen zwar schmalen, allein anstehenden Amphibolit beobachtete ich dortselbst. Eine Grenzlinie, die den petrographischen Beobachtungen Rechnung tragen sollte, müßte demnach irgendwie etwa vom nördlichen Teile von Oudolen in südwestlicher Richtung zum Jitkovsky mlýn verlaufen. Diese möchte aber einen Amphibolitzug und den ganzen Schichtkomplex des dortigen Biotitgneises queren. Also eine nur noch weniger mögliche Variante der Abgrenzung des grauen Zweiglimmergneises gegen den Biotitgneis als die frühere.

Diese Erwägungen und ferner die Tatsache, daß zwischen den beiden ebengenannten Gesteinen alle möglichen petrographischen Übergänge existieren, sind die Beweggründe, weshalb ich mich entschloß, ihre gegenseitige kartographische Abgrenzung ganz zu unterlassen. Deshalb möge die oben vorausgeschickte allgemeine Angabe betreffs der Verbreitung des grauen Zweiglimmergneises nebst der Bemerkung genügen, daß das Gestein sowohl in der Streichrichtung als auch quer zu dieser in den Biotitgneis übergeht. Auf die Tatsache, daß die Abtrennung beider manchenorts auch gegenüber grauwackenartigen Gebilden schwierig und manchmal subjektiv wird, darauf werden wir noch später zu sprechen kommen.

Im Anschlusse daran möge nun eine aus gewissen Gründen etwas ausführlichere Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse des Biotitgneises (im allgemeinen Sinne des Wortes) Platz finden.

a) Feinkörniger, schiefriger, sehr biotitreicher, grauer, im allgemeinen gut erhaltener, das heißt (im Handstücke) nur von einer sehr schmalen braungefärbten Verwitterungskruste überzogener, cordierit- und andalusitführender Biotitgneis aus einem Schotterbruche südwestlich Břevnic (an der Straße) nordnordöstlich Deutschbrod.

Wesentliche Gemengteile sind Biotit, Quarz und Feldspat. Neben diesen treten noch auf, und zwar in untergeordneter, wechselnder Menge Cordierit, Sillimanit, Andalusit (Chiastolit), sehr wenig Muskovit und ein Erz (? Magnetit).

Der Biotit zeigt einen kleinen Achsenwinkel, der sich kaum öffnet. Er ist deutlich opt. pos. Der Quarz ist manchmal neben Feldspat- und Cordieritdurchschnitten derart mit anderen Gesteinsgemengteilen (Biotit, Sillimanit, Cordierit und Feldspat) erfüllt, daß er eigentlich nur ein Skelett oder ein Netz mit zahlreichen Lücken repräsentiert.

Der Feldspat zeigt Zwillingsstreifung oder auch keine. Der Brechungsquotient ist stets kleiner als jener des Quarzes. Der ungestreifte gerade auslöschende wurde für Orthoklas gehalten. Der Plagioklas ließ folgende Bestimmungen zu:

Beckes Quarzfeldspatmethode, Kreuzstellung $\omega > \gamma'$, $\varepsilon > \alpha'$;

M. Schustersche Bestimmungsart, auf *M* (010) Auslöschung — 10°. Beide Methoden weisen also auf einen Albit oder recht sauren Oligoklas hin.

Der Muskovit sieht manchmal wie zerfressen aus. Er ist übrigens zumindest teilweise bestimmt als sekundäre Bildung (Sericitaggregate) aufzufassen.

Das für Andalusit gehaltene Mineral, welches in mäßiger Menge beobachtet werden konnte, ließ folgende Beobachtungen zu. Form ganz unregelmäßig und schwammig-löcherig, also wie beim Quarz, Feldspat oder Muskovit, wo letzterer primär auftritt. Die Farbe ist hellgrau mit einem, wie es scheint, sehr schwachen Stiche ins Gelbliche oder sehr hell Bräunliche. Mehr oder weniger zahlreich treten darin als Einschlüsse alle übrigen Mineralien auf, besonders gilt dies von den Sillimanitnadeln und Biotitblättchen. Manche Schnitte

sind jedoch auch wie mit einer dunklen (? kohligen) Substanz erfüllt (weshalb sie mit Vorbehalt für Chiastolith gehalten werden). Diese letzteren zeigen dunkelgraue Farbentöne.

Ein leistenförmiger Schnitt verriet quer zu seiner längeren Kante zahlreiche kurze, untereinander parallele Spaltrisse, die zwar auf keine sehr vollkommene, allein doch immerhin noch gute Spaltbarkeit schließen ließen. Quer dazu, also mithin parallel zur längeren Leistenkante verlief wie eine Art Faserung. Diese war nur an zersetzterem Materiale zu beobachten. Frische Stellen zeigen sie gar nicht. Je stärker diese Faserung u. d. M. zum Ausdrucke kam, um so deutlicher bekam das Mineral ein fleckiges Aussehen zwischen gekreuzten Nikoln. Die Faserung steht also sicher mit einem Umwandlungsprozesse in ursächlichem Zusammenhange, worüber unten mehr folgen soll.

Die Doppelbrechung war sehr schwach. Die Oberfläche zeigte ein ziemlich stark chagriniertes Aussehen. Die Lichtbrechung ist mithin ziemlich kräftig. Mit Bezug auf die Spaltrisse faßte ich die Auslöschung als gerade auf. Die Achsenebene lag parallel zur erwähnten Spaltbarkeit, ebenso lag $\mathfrak{a}$ und senkrecht dazu $\mathfrak{b}$. Der Schnitt war mithin senkrecht zu $\mathfrak{c}$ getroffen worden. Der Achsenwinkel schien sehr groß zu sein.

Ich erwähne gleich hier, daß mehrmals parallel zu $\mathfrak{b}$, also $\perp$ zur Spaltbarkeit gestreckte Sillimanitnadeln eingeschlossen vorlagen. Deshalb nahm ich, wie wir später sehen werden, auch an, daß mit der optischen Normale $\mathfrak{b}$ des fraglichen Minerales im Sillimanit die Bisektrix $\mathfrak{c}$ parallel oder zumindest nahezu parallel lag. Die kristallographischen Vertikalachsen der beiden Minerale stehen also anscheinend aufeinander senkrecht, falls das einschließende als Andalusit gedeutet wird, woran uns keine der gemachten Beobachtungen hindert.

Durch eine analoge Bezugnahme wie bei der Beckeschen Quarz-Feldspatbestimmungsmethode fand ich ferner folgendes mit Zuhilfenahme eines knapp neben dem obenbeschriebenen, leistenförmigen Querschnitte gelegenen, fast genau senkrecht zur optischen Achse getroffenen Quarzdurchschnittes.

Weil das zu bestimmende Mineral so gut wie $\perp$ zur Bisektrix $\mathfrak{c}$ getroffen war, deshalb können wir den Brechungsquotienten des Quarzes (ε) mit dem Brechungsvermögen des für Andalusit gehaltenen Minerals (α und β) vergleichen. Nun zeigt sich, daß ε sowohl kleiner als α wie auch kleiner denn β war. Nehmen wir für den Andalusit α (beiläufig) $= 1\cdot632$ und β (ebenso) $= 1\cdot638$ (cf. Rosenbusch, Tabellen der IV. Aufl.) und setzen wir ferner den Brechungsquotienten des zu Hilfe genommenen Quarzdurchschnittes, trotz seiner (beziehungsweise eben weil nur minimalen) Neigung der optischen Achse zur Schnittfläche gleich $1\cdot553$, so sehen wir, daß die angeführte Beobachtung mit diesen Zahlen sehr gut übereinstimmt.

Eine fernere zum Teile analoge Erscheinung wurde mit Zuhilfenahme der erwähnten, eingeschlossenen, orientiert gelagerten, deutlich quergegliederten Sillimanitnadeln (vgl. oben) konstatiert.

Unter der Voraussetzung, daß die zum Vergleiche herangezogene Sillimanitnadel nach c, also mithin auch nach $\mathfrak{c}$ gestreckt war, was

wohl zumindest sehr wahrscheinlich zu sein scheint, können wir mit Erfolg den Brechungsquotienten γ im Sillimanit mit dem Brechungsquotienten β des einschließenden Minerales vergleichen.

Es zeigte sich, daß γ im Sillimanit größer ist als der Brechungsquotient β des für Andalusit gehaltenen Minerales, denn der helle Lichtstreifen weicht beim Senken des Tubus vom Sillimanit gegen die einschließende Substanz ab.

Aus den Rosenbuschschen Tabellen entnehme ich nun für γ des Sillimanit den Wert 1·682, für β des Andalusit 1·638. Es ergibt sich also auch in dieser Hinsicht zumindest kein Widerspruch.

Auf Grund all der vorgebrachten Beobachtungen glaube ich den Beweis erbracht zu haben, daß wir es im vorliegenden Falle mit Andalusit zu tun haben.

Recht hübsch waren hie und da an dem Andalusit Umwandlungsvorgänge zu beobachten. Diese nahmen ihren Anfang den erwähnten Spaltrissen entlang. Es bildete sich nämlich auf ihnen eine hellere, manchmal mehr chlorit-, manchmal mehr muskovitähnliche, im letzteren Falle hohe Interferenzfarben verratende feinfaserige Substanz. Die Fasern stehen senkrecht auf den Trennungsflächen. Außer in der besagten wird das Mineral auch in der senkrecht dazu verlaufenden Richtung, namentlich von den Rändern und (unregelmäßigen) Sprüngen oder entlang der vorerwähnten (?) Faserung aus angegriffen. So entsteht dadurch ein Netzwerk sekundärer Gebilde, die in ihrer Gesamtheit auffallend das Bild eines infolge Zersetzung Maschenstruktur aufweisenden Olivins nachahmen. Innerhalb der Maschen beobachtet man dann noch mehr oder weniger frische Substanz, falls nicht schon das ganze Korn einer derartigen Zersetzung anheimgefallen ist. Die Gesamtform ist übrigens auch nicht sehr unähnlich gewissen Pseudomorphosen nach Cordierit, wie sie A. Gareis in seiner Arbeit abbildet[1]).

Bezüglich der Natur der sekundären Mineralsubstanz, beziehungsweise Substanzen, kam ich nicht ganz ins klare. Ich glaube, es ist teilweise zur Chloritbildung gekommen. Daß jedoch daneben auch Muskovit, beziehungsweise Sericit vorkommt, das scheint mir die manchmal sehr starke Doppelbrechung des neugebildeten Minerales zu beweisen, welches die besagten senkrecht auf den Spaltrissen stehenden Fasergruppen bildet. Stellenweise kann man übrigens Muskovit in größeren Lamellen in den Zersetzungsprodukten sicher erkennen.

Geht man von der gewöhnlichen theoretischen Zusammensetzung des Andalusit $Al_2\,Si\,O_5$ aus und nimmt man an, daß die Gewässer $K_2\,O$ der einer Umwandlung anheimgefallenen Andalusitsubstanz zuführen, so ist es ohnedies nicht schwer, sich zu denken, daß daraus ein muskovitähnliches Mineral der Glimmergruppe etwa nach der Gleichung $6\,(Al_2\,O_3.\,Si\,O_2) + 2\,H_2\,O + K_2\,O = (3\,Al_2\,O_3.\,6\,Si\,O_2.\,2\,H_2\,O.\,K_2\,O) + 3\,Al_2\,O_3$ entsteht, was ein Analogon zu der von Gareis beobachteten Cordieritumwandlung abgäbe. Daß sich Anda-

[1]) „Über Pseudomorphosen nach Cordierit." Tschermaks Min. u. petrogr. Mitt., XX. Bd., 1901. Tafel I, Bild 2, 3, weniger 5, beziehungsweise 1.

lusit in Glimmer verwandelt, geben übrigens bereits Ramelsberg[1]) und Hintze[2]) an.

Eine Verwechslungsmöglichkeit von Andalusit und Cordierit ist in unseren Schliffen, ganz abgesehen von anderen Merkmalen, schon wegen dem großen Unterschiede in der Lichtbrechung undenkbar.

Winzige, ziemlich seltene, rundliche, leistenförmige oder zumindest scheinbar und zum Teile kristallographisch begrenzte, parallel zur Längsrichtung der Leistchen etliche Spaltrisse aufweisende und mit Bezug auf diese gerade auslöschende, optisch positive, zweiachsige, farblose bis sehr hell grünlichgelbe Schnitte, die teils ziemlich kräftige, teils aber auch fast keine Doppelbrechung aufwiesen, wurden als der Zoisit-Epidotgruppe angehörige Gebilde aufgefaßt.

Besondere Beachtung verdient schließlich noch der Sillimanit. Im allgemeinen bildet er Nadeln oder zu Garben, Streifen, Lagen etc. vereinte oder unregelmäßig verfilzte Gebilde. Ferner zeigt er gewöhnlich eine graue Farbe und Quergliederung der Nadeln, die deutlich zweiachsig sind. An manchen Stellen zeichnen sich einzelne Nadeln durch eine schöne, unregelmäßig verteilte braune Farbe aus, die jener des Biotites vollkommen gleicht. Die unregelmäßige Farbenverteilung besteht nun in folgendem.

In einer an irgendeiner Stelle biotitbraun gefärbten Nadel bleicht die braune Farbe unregelmäßig, allmählich aus und geht durch alle möglichen Übergänge ins Graue über. In einer anderen (vielleicht daneben liegenden) Nadel derselben garbenförmigen Gruppe erfolgt das Ausbleichen nur nach einer Richtung; in der entgegengesetzten stößt die braune Farbe eventuell ohne alle Übergänge entlang einer quer zur Nadel verlaufenden Trennungsfläche ganz unvermittelt an die graue Farbe. Man glaubt dabei unwillkürlich eine Wechselbeziehung zwischen Biotit und Sillimanit annehmen zu dürfen. Die braunen Stellen sind sehr klein und lassen deshalb eine optische Diagnose nicht zu. Da ich also nicht einmal sicher bin, ob an solchen Stellen überhaupt wirklich ein Biotit oder nur ein brauner Sillimanit vorliegt, kann ich um so weniger über einen etwaigen Zusammenhang von Biotit und Sillimanit etwas Sicheres anführen.

In einem garbenförmigen Aggregate lagen die einzelnen Fasern, untereinander fast strenge parallel orientiert, nebeneinander. Manche ließen die im vorausgehenden geschilderten Verhältnisse erkennen ohne indes bei der Untersuchung auf Pleochroismus Farbenunterschiede zu verraten. Neben derlei anscheinend unpleochroitischen Fasern lagen jedoch auch solche, die durch einen auffallenden Pleochroismus ausgezeichnet waren: parallel zur Längsrichtung der Fasern schokoladebraun und senkrecht dazu sehr hellgelb. Auf mich machten derlei Stellen ganz den Eindruck als ob in einer dunklen, biotitartigen, faserig gewordenen Substanz parallel zu deren Faserung Leistchen von Sillimanit eingebettet gelegen wären. Zu dieser Deutung möchte ich mich um so leichter deshalb entschließen, weil auch bezüglich

---

[1]) Handbuch der Mineralchemie. Zweites Supplement zur II. Aufl., 1895, pag. 265.

[2]) Handb. d. Min., II. Bd. 1897, pag. 129.

des Brechungsquotienten anscheinend ein, obzwar nur ganz kleiner Unterschied in den verschiedenen Fasern beobachtet werden könnte, falls nicht ein trotz der Dünne des Schliffes zweites, beziehungsweise drittes Mineral manche Fasern etwas lichtstärker erscheinen macht.

Der Umstand, daß die Entstehung von Sillimanit aus verquetschten Biotitblättchen sicher bekannt ist, kann möglicherweise auch hier eine analoge Deutung zulassen, ohne daß wir damit eine Zerdrückung selbst als sicher hinstellen wollen, denn es kann ja vielleicht auch durch die zirkulierenden Gewässer (Entfernung von MgO und FeO aus der Biotitsubstanz) dasselbe Endresultat erzielt werden. Wie jedoch bemerkt, betrachte ich diese Frage nicht als sicher beantwortet.

Sehr hohe Interferenzfarben aufweisende, stark lichtbrechende, etwas längliche, im allgemeinen jedoch unregelmäßig begrenzte Körner, die im Biotit auftretend pleochroitische Höfchen erzeugen, wurden für Zirkon gehalten.

Bezüglich der Verbandverhältnisse der einzelnen Gesteinskomponenten sei nun noch bemerkt, daß das zackige Ineinandergreifen derselben, etwa wie in anderen Gneisen, hier nicht vorkommt. Alle Elemente zeigen die Tendenz geradlinige Grenzen oder schwach gebogene Konturen anzunehmen. Der Biotit speziell zeigt sogar manchmal schön sechsseitige Querschnitte, die den Achsenwinkel beobachten ließen, oder er nimmt mehr oder weniger Tropfenform an. Im ganzen also jene Strukturform (Sieb-, Bienenwaben-, beziehungsweise Pflasterstruktur), wie wir sie in Kontaktprodukten zu sehen gewohnt sind. Da der Biotit nur Erze und Zirkon als Einschlüsse führt, da er den höchsten Grad von Idiomorphismus verrät und am häufigsten als Einschluß auftritt, gehört er wohl zu den zuerst gebildeten Gesteinskomponenten. Das gerade Gegenteil gilt vom Muskovit, beziehungsweise Andalusit; dazwischen stehen die übrigen Elemente.

b) Schiefriger, im allgemeinen, besonders jedoch in manchen Lagen biotit-, in anderen quarzreicher, feinkörniger, braun verwitternder, grauer Biotitgneisglimmerschiefer, zum Teile nur Glimmerschiefer, zum Teile Biotitgneis aus dem Aufschlusse nördlich (knapp) von der Straße, die von Deutschbrod nach Frauental führt und westlich von der Stelle, wo diese die Bahn Deutschbrod—Pardubitz kreuzt (cf. pag. 190—192).

Als das Charakteristische des mikroskopischen Bildes dieses Gesteines fasse ich die Tatsache auf, daß vor allem der schokoladebraune Glimmer so gut wie in einer glasdurchsichtigen körnigen Masse liegt, die man auf den ersten Blick fast nur für Quarz zu halten in der Lage wäre. Die farblosen Minerale (wie es sich zeigen wird, sind diese Quarz, Feldspat und Cordierit) verraten nämlich scheinbar nicht die geringsten Unterschiede in ihrer Lichtbrechung. Erst beim genauen Studium, und zwar zum Teile erst zwischen gekreuzten Nikoln erkennt man hie und da, verhältnismäßig jedoch selten, kleine, manchmal zwillingsgestreifte, optisch zweiachsige Querschnitte, die eine kaolinartige Trübung und in einzelnen seltenen Schnitten

eine sehr vollkommene Spaltbarkeit erkennen ließen. Mit Bezug auf diese betrug ihre Auslöschungsschiefe (? $\pm$) 4° 25'. Derlei letzterwähnte Schnitte verrieten nie eine Zwillingsstreifung. Daß zumindest in den zwillingsgestreiften derartigen Schnitten ein Plagioklas vorlag, ist sicher; derselbe wird übrigens vom Oligoklas (gleiche allgemeine Lichtbrechung im Vergleiche zu den optisch positiven, einachsigen und deshalb für Quarz gehaltenen Durchschnitten) kaum verschieden sein. Ob auch ungestreifter Feldspat vorlag, muß unentschieden bleiben. Ich zweifle daran. Die Lichtbrechung ließ ihn nicht einmal vermuten.

Eine zweite Gattung von Querschnitten war ebenfalls zweiachsig, verriet so gut wie dasselbe Lichtbrechungsvermögen wie der Quarz oder Feldspat, sie zeigt jedoch keine Spur einer Spaltbarkeit. Ich hielt deshalb diese für Cordierit, denn im Gegensatze zu dem Oligoklas zeigen sie die Dispersion[1]) $\upsilon > \rho$; der optische Charakter war negativ.

Da die Formen stets unregelmäßig ausgebildet waren, konnten sicherere Beobachtungen in keiner Richtung hin gemacht werden.

Alle erwähnten drei Gesteinskomponenten sind relativ sehr frisch. Absolut genommen sind vielleicht die für Feldspat gehaltenen Schnitte am meisten angegriffen. Der Unterschied ist jedoch derart gering, daß eine Schätzung der Menge von Feldspat, respektive Cordierit oder Quarz ganz illusorisch ist. Diese ist ohne Tinktion unmöglich; für den Feldspat und Cordierit läßt uns jedoch selbst diese im Stiche.

Obschon alle drei Minerale unregelmäßige Konturen aufwiesen, ist ein zackiges Ineinandergreifen doch nirgends angetroffen worden. Die Grenzlinien verlaufen stets sehr ruhig in schwach gebogenen Linien.

Zwischen den farblosen Körnern ist überall eine hellgelbliche Substanz sekundär zur Ausbildung gelangt.

Der Biotit bildet kurze Leistchen, beziehungsweise kleine Blättchen. Diese häufen sich lokal sehr. Zumeist sind sie wohl parallel geordnet; nicht gar selten findet man jedoch auch deutliche Abweichungen von der Schieferungsebene. Manchmal sind die Schüppchen geradezu zur Schieferung quergestellt. Im Cordierit tritt der Biotit schließlich sehr gerne in Form von Tropfen oder Eiern auf (elliptische, beziehungsweise kreisrunde Querschnitte).

Der Achsenwinkel des Biotites ist derart klein, daß das Mineral im c. p. L. fast optisch einachsig zu sein schien. Farben: $\mathfrak{a}$ $(=\mathfrak{c})$ hell, (stroh-) gelb, $\perp \mathfrak{a}$ schwingende Strahlen (ob $\mathfrak{b}$ oder $\mathfrak{c}$?) dunkelbraun, manchmal mit einem gewissen Stiche ins Rote. Blättchen nahezu $\perp \mathfrak{a}$ $(=\mathfrak{c})$ verschiedene Nuancen von Braun.

Der Sillimanit, der dem Gesteine ein fleckig graues Aussehen leiht, im Handstücke erscheint es deshalb stellenweise wie etwas staubig, tritt in Form zu Bündeln, Garben und unregelmäßigen Aggregaten vereinter Säulchen auf, zeigt seine gewöhnliche graue Farbe, etwas stärkere Doppelbrechung wie irgendein anderes der erwähnten hellen

[1]) Beim Oligoklas ist diese bekanntlich $\rho > \upsilon$. Mein bester optischer Behelf bei der Trennung von Oligoklas und Cordierit.

Gesteinselemente und Quergliederung der Leistchen. Manchmal werden die Schnitte auch etwas bräunlich. Darüber mehr bei der Beschreibung des Gesteines oben sub *a*.

Spuren von Epidot und von Erzen sind sehr selten. Einmal fand ich ein isotropes Korn, das ich für Granat hielt. Es war sehr klein und hell mit einem sehr schwach rötlichen Stiche.

Gefüge: Pflasterstruktur.

c) Hornfelsartiger, feinkörnig-schuppiger bis fast dichter, dunkelbräunlichgrauer (oder dunkel schokoladebrauner) bald mehr schiefriger, bald mehr massiger, manchmal fast splittrig brechender, teils cordieritführender, teils davon freier Biotitgneis.

α) in der Gegend südsüdwestlich von Jilem (westlich Chotěboř in der vertikalen Kartenblattsymmetrale, nahe bei K. 590, etwas weniges südwestlich davon) an dem gegen Süd führenden Wege anstehendes, sehr frisches, wie es scheint, cordieritreiches Gestein, denn schon mit freiem Auge erkennt man im Handstücke hell ölgrüne, unregelmäßige, manchmal bis linsengroße Querschnitte dieses Minerals.

β) im Březnicatale, südlich Březnic, östlich von der Straße Deutschbrod—Březnic, beziehungsweise westlich von der Eisenbahnbrücke bei dem genannten Dorfe, am rechten Ufer, also etwas südöstlich von dem oben sub *a* angeführten Steinbruche in der Böschung anstehendes, ebenfalls sehr frisches Gestein;

γ) eine Probe aus der Gegend (fast) südlich von der Rosenmühle, am rechten Ufer des Baches, der von Ovčin herabkommt, nahe beim dortigen verfallenen Stollen.

Da die hier angeführten Gesteine makroskopisch so wie mikroskopisch fast kongruente Ausbildungen aufweisen, falls wir von der verschiedenen Cordieritführung absehen, und da sie sich u. d. M. übrigens auch zum großen Teile mit jener des Gesteines, welches ich oben sub *a* beschrieb, deckten, so soll an dieser Stelle nur die Probe sub α etwas genauer geschildert werden, bei jenen sub β und γ will ich dagegen nur spezielle Eigentümlichkeiten berücksichtigen.

Mineralbestand des Gesteines sub α. Biotit, Quarz und Feldspat sind wesentliche Gesteinselemente, manchmal scheint diese Rolle auch dem Cordierit zuzufallen. Sehr reichlich tritt lokal Sillimanit auf. Mehr wie im Gesteine vom Fundorte sub *b* beobachtet man hier an dunklen Erzen. Ich möchte diese für Magnetit halten. Ab und zu fand ich auch einen hellen Glimmer.

Die Bestimmung des Plagioklases nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode ergab:

1. Parallelstellung

$$\omega > \alpha'$$
$$\varepsilon > \gamma'$$

also mithin ein Plagioklas der Gruppe I oder II, beziehungsweise ein Albit oder sehr saurer Oligoklas.

2. Kreuzstellung

$$\omega > \gamma'$$
$$\varepsilon > \alpha'$$

mithin Gruppe I.

Die beiden Bestimmungen ergeben also ganz k
Plagioklas sehr sauer ist und vom Albit kaum vie
sein kann.

Neben dem sicher vorhandenen Plagioklas
Orthoklas auftreten. Dafür sprechen manchmal se
allein immerhin vorhandene Lichtbrechungsunterschiede,
die Verhältnisse des Plagioklas eine, wie es scheinen \
Auslöschung mancher Schnitte und der im allgemeinen a
Mangel an Zwillingslamellierung in den meisten Quer

Für die sichere Erkennung der Feldspate und
Trennung von dem Quarze, beziehungsweise diesem u
tuell daneben auch noch vorhandenen Cordierite
läufigen Mengenschätzung ist außer der, wie gesagt, seltei
streifung der beste Fingerzeig ihre beginnende Kaolii
jedoch für besagten Zweck eigentlich leider sehr \
gediehen ist. Fast alle Schnitte sind nämlich durch au
liche Frische und glasige Klarheit ihrer Sub
zeichnet, die derjenigen des Quarzes um gar ni
steht.

Wo die Feldspate größere Dimensionen aufwiese
sie ganz das sogenannte skelettartige Aussehen
eigentlich nur mehr eine Art einheitlich auslöschenden Kit
den übrigen Gesteinselementen. Kleine Durchschnitte s
fast frei an Einschlüssen. Als solche treten in den Fe
im Gesteine außer dieser Mineralgruppe sonst vorhandenen Elemente auf.

Während die großen Feldspatindividuen am Rande wie zerfressen aussehen, sind die kleinen geradlinig begrenzt. Die geraden Grenzkonturen wetteifern oft mit jeder mittels Lineal konstruierten Linienzeichnung.

Von einer Verzahnung wie in den sogenannten archäischen Gneisen ist auch hier gar keine Spur zu beobachten.

Im Gegensatze zu der so auffallenden Tendenz der kleineren Feldspate ganz gerade Grenzkonturen anzunehmen, ist dies bei den gleich oder fast gleich großen Einschlüssen der größeren Feldspatdurchschnitte fast nie der Fall. Bis auf die Sillimanitnadeln zeigen nämlich alle Einschlüsse das Bestreben runde, tropfen- oder eierähnliche Formen anzunehmen.

Ganz genau dieselben Verhältnisse wurden (und zwar in jeder Hinsicht) auch am Quarze beobachtet. Diesem fehlen zu all dem nur noch in den allermeisten Fällen die Schnüre und Wolken von Flüssigkeitseinschlüssen der Quarze aus nicht metamorphen Felsarten.

Der Cordierit zeigt dieselben optischen Eigentümlichkeiten, wie in den Gesteinen sub *a* und *b*. Die Form ist wie beim Quarze, von dem er sehr schwer und nur im c. p. L. zu trennen war.

Der Biotit ist das dem Gesteine seine charakteristische Farbe gebende Element. Er ist sehr reichlich vorhanden und liegt bei weitem nicht strenge in einer Schieferungsebene. Große Individuen bildet der Biotit nie. Seine Dimensionen sind teils mikroskopisch, teils ist er mit

ɜiem Auge eben gut erkennbar. Besonders charakteristisch ist seine ndliche Form, wenn er als Einschluß auftritt. Der Muskovit ist ·lten und auch nur in kleinen Lamellen beobachtet worden.

Aus den Angaben über die Formen und das Auftreten der einɜlnen Minerale folgt mit hinreichender Klarheit, daß das Gefüge s Pflasterstruktur zu deuten ist. Diese ist in allen drei Ge.einsproben ganz besonders schön zur Ausbildung gelangt.

β) Die Varietät aus dem Břevnicatale, die übrigens mit der ben sub *a* beschriebenen zum größten Teile übereinstimmt. Feldpat ist relativ viel vorhanden. Er unterscheidet sich von den übrigen ırblosen Querschnitten wie im ersten Falle durch die Lichtrechungsunterschiede, falls man die Beleuchtung hinreichend einengt. ·s scheinen übrigens auch hier zwei Feldspate vorhanden zu sein, in gestreifter und ein ungestreifter.

Das Lichtbrechungsvermögen der verschiedenen Schnitte ist nämch allem Anscheine nach verschieden. Der ungestreifte Feldspat ›scht auch hier mit Bezug auf ein häufig auftretendes Spaltsystem ɜrade aus. Ich hielt ihn deshalb für Orthoklas. Der gestreifte eldspat ist ein Albit oder höchstens ein saurer Oligoklas. Die estimmung nach der Becke schen Quarz-Feldspatmethode ergab ämlich (wie sub *a*) in der Parallelstellung:

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma', \text{ also Gruppe I oder II.}$$

Ein einziger Querschnitt ließ das Vorhandensein von Andalusit ɜrmuten. Cordierit scheint gar nicht oder zumindest nicht viel vorhanden zu sein. Über die Strukturverhältnisse vergleiche oben sub α und Bild 3, Tafel V.

γ) Probe aus der Gegend südlich von der Rosenmühle. Wesentliche Gesteinselemente sind Biotit, Quarz und Feldspat. Ob Cordierit überhaupt vorkommt, ist fraglich. Sehr charakteristisch ist der Sillimanit für das Gestein. Er bildet manchmal Garben und unregelmäßige Büschel, manchmal jedoch auch optisch faßbare, größere Krystalle mit allen seinen bekannten Eigentümlichkeiten. In der oben sub *a* angegebenen Weise tritt der Sillimanit auch hier mit dem braunen Glimmer in Wechselbeziehungen.

Für die Sillimanitnatur gewisser größerer Schnitte sprachen folgende Beobachtungen.

Die bezüglichen Durchschnitte sind farblos, leistenförmig oder unregelmäßig begrenzt, treten manchmal zwischen unzweifelhaften Sillimanitnadeln auf, verraten bald sehr schwache, bald starke Doppel- und stets nicht unbedeutende Lichtbrechung, die mit jener der Sillimanitnadeln vollkommen übereinstimmt. Im Schliffe zeigen manche Schnitte Trassen von zwei Systemen von Trennungsflächen, die allem Anscheine nach aufeinander senkrecht stehen. Ein System kann nur als unregelmäßige Querabsonderung gedeutet werden. Die Spaltrisse des anderen Systems sind zwar nicht sehr reichlich [1]) vorhanden, allein wegen des vollkommenen Parallelismus derselben und da sie gewöhnlich durch die ganzen Schnitte hindurch anhalten, kann man sie als

[1]) Vielleicht war der Schliff zu dick.

gut qualifizieren. In leistenförmigen Schnitten ist die Spaltbarkeit sogar sehr gut. Die Auslöschung bezüglich der letzteren ist gerade. Optisch ist das Mineral zweiachsig. Zu dem Spaltsystem liegt die Ebene der optischen Achsen parallel. Derlei Schnitte erwiesen sich als nicht ganz senkrecht zu c getroffen und diese waren es, die sehr schwache Doppelbrechung erkennen ließen, was mit der Tatsache, daß im Sillimanit $\beta - \alpha$ ja nur 0·001 beträgt, gut stimmt.

Andere Schnitte mit sehr hohen Interferenzfarben, die also starke Doppelbrechung verraten, sind auch senkrecht zu einer Mittellinie getroffen gewesen, diese war jedoch $\mathfrak{a}$, denn $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ lagen in der Schliffebene. Vergleicht man obige Erfahrung mit der großen Differenz zwischen γ und β (= 0·021) im Sillimanit (Rosenbusch' Tabellen), so sieht man, daß auch diese Beobachtung für das erwähnte Mineral spricht.

Manche Biotite, und zwar besonders jene, die wie ausgebleicht aussehen, beherbergen sehr viel Rutilnädelchen (Sagenit).

Ein paarmal fand ich große Zirkon- und farblose Granatkörner.

Die sonstigen mikroskopischen Verhältnisse waren derartige, wie sie oben sub *a* angegeben wurden.

Außer an und für sich verdienen die eben geschilderten Ausbildungen unseres Biotitgneises auch aus folgendem Grunde ein spezielles Interesse. Sie stimmen nämlich in petrographischer Hinsicht mit den hochkrystallinen Ausbildungen des cordieritführenden, schiefrigen Quarzglimmerfelsens aus dem Steinbruche bei der „Niedere Grund M." an der großen Roder, fast südlich Lotzdorf, beziehungsweise nordwestlich Radeberg oder aus dem Steinbruche nördlich „Tal Villa" (Sektion Radeberg der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen) haarscharf überein, und zwar dies sowohl makro- als auch mikroskopisch. Das erwähnte sächsische metamorphosierte Gebilde und unser Biotitgneis sind sich im allgemeinen wie auch im speziellen fast so genau gleich wie ein Gegenstand seinem Spiegelbilde. Man vergleiche diesbezüglich die E. Weberschen Erläuterungen zu der angegebenen Sektion (Blatt 51, 1890), pag. 12 und weiter, wo derlei Gesteine als metamorphosierte silurische Grauwacken genau beschrieben sind.

Um jedoch allen Unklarheiten und Mißverständnissen von vornherein vorzubeugen, erkläre ich gleich an dieser Stelle, daß ich nur aus der zwar auffallenden petrographischen Kongruenz der beiderlei Gesteine in keiner Weise eine geologische Gleichstellung derselben ableite. Auf Grund dieser besagten Kongruenz allein möchte ich es nicht einmal wagen, zu erklären, daß die ursprüngliche Form unseres biotitreichen, offenbar kontaktmetamorphosierten Gesteines eine Grauwacke war. Mehr darüber im Schlußkapitel.

d) Wie unsere Biotitgneise selbst auf ganz kleinen Flächen zu wechseln imstande sind, das möge folgendes Beispiel lehren. Fundort wie oben bei *c* sub α angegeben, und zwar auch in einem kleinen Aufschlusse anstehend.

Das Gestein ist im Vergleiche zur früher beschriebenen Ausbildung sehr biotitarm. Nicht nur relativ, sondern auch absolut genommen, könnte man es deshalb als sehr hellgrauen (bis weißen) Gneis bezeichnen. Neben Biotit erkennt schon das unbewaffnete Auge auch Muskovit. Wesentliche Elemente sind jedoch nebst Biotit nur Quarz und Feldspat. Manchmal erkennt man auch streifenweise angeordneten Sillimanit. Die Verteilung der hellen und dunklen Gemengteile erfolgt in nicht ganz scharf voneinander geschiedenen Lagen. Manchmal bildet jedoch der Biotit nur größere und kleinere Flatschen oder er tritt auch nur in Form winziger kleiner Schüppchen auf.

Die Formen der Bestandteile und die Art ihrer Vereinigung (Struktur) bleiben im großen und ganzen u. d. M. dieselben wie in den oben sub *c* angeführten Fällen. Nur die Korndimensionen sind merklich größer als in den biotitreichen Modifikationen. Der Erhaltungszustand ist kein so guter.

Bezüglich der Einzelheiten ließ unser Präparat folgende Beobachtungen zu.

Der Feldspat bildet zwei Gruppen. In die eine gehören die nichtzwillingsgestreiften. Diese ist allem Anscheine nach bedeutend größer als die zweite, deutliche Zwillingslamellierung aufweisende.

Die Durchschnitte der ersteren Gruppe verraten zumeist nur ein System sehr vollkommener Spaltrisse. Eine zweite, zur erwähnten senkrechte Spaltbarkeit erschien im Präparate vielleicht wegen der Dicke des Schliffes eigentlich selten. Mit Bezug auf die sehr zahlreichen untereinander strenge parallel verlaufenden und lange anhaltenden Spaltrisse löschen die Schnitte gerade aus. Die Achsenebene liegt quer zur erwähnten sehr vollkommenen Spaltbarkeit. Deshalb hatte ich keinen Grund an der Orthoklasnatur von derlei Durchschnitten zu zweifeln.

Das Mineral bildet die größten im Gesteine beobachteten Körner. Siebartige Durchlöcherung ließen diese nur ausnahmsweise erkennen. Sehr häufig findet man dagegen ganz geradlinig konturierte Durchschnitte. Manchmal gemahnen solche ungemein an vollkommen kristallographisch-regelmäßige Querschnitte von Orthoklas (mit fraglicher *M*, x und *P* Fläche). Sicher ist es ferner, daß nie eine Verzahnung mit den übrigen Elementen daran beobachtet wurde. Der Orthoklas zeigt also eine ausgesprochene Tendenz idiomorphe Ausbildung anzunehmen.

Als sekundäre Gebilde findet man in ihm Kaolin und Muskovit, und zwar ist seine Umwandlung um so deutlicher, je größer die Durchschnitte sind.

Kleine Körner sind wie in den früheren Fällen durch wasserartige Klarheit und Frische ausgezeichnet. Ein Umstand, der ein Fingerzeig sein kann für die Beurteilung der ungestreiften kleinen Feldspate in den vorausgehend geschilderten Modifikationen, in denen der Nachweis für Orthoklas nicht leicht zu erbringen ist, da die Schnitte mitunter sehr klein waren und deshalb die Ausbildung der Spaltbarkeit nicht beurteilen ließen.

Manchmal findet man sechsseitige, keine Spaltbarkeit, dafür aber um so deutlicher geradlinige Begrenzung aufweisende, zweiachsige, nicht zwillingsgestreifte, klare, hypothetisch für Orthoklas gehaltene Durchschnitte auch als fragliche Einschlüsse in Biotitlamellen.

Um eine sichere Plagioklasbestimmung vornehmen zu können, dafür waren die bezüglichen Schnitte zu sehr kaolinisiert oder sie waren nicht, wie es nötig gewesen wäre, vom Schliffe getroffen worden. Der Brechungsquotient derselben ist jedoch nicht weit verschieden von jenem des Quarzes und die Auslöschungsschiefen verrieten nur ganz geringe Beträge. Auch der Plagioklas läßt geradlinige Begrenzung erkennen.

Der braune Glimmer zeigt, wie in den früheren Fällen, einen nur sehr kleinen Achsenwinkel. Durch Zersetzungsprozesse bildet sich im Biotit Rutil, seine Hauptmasse geht aber in ein grünliches, chloritisches Mineral über.

Der Muskovit scheint nur die Rolle eines sekundären Gemengteiles zu haben.

Der Quarz zeigt teils eckige, und zwar dann geradlinig begrenzte, sonst kreisrunde oder ovale Formen. Er ist vollkommen wasserklar und verrät gar keine Trübungen wie sonst in Gneisen. Die Interpositionen, die er führt, sind nur mineralischer Natur. Ein absolut sicheres Erkennungsmerkmal gegenüber den sonstigen farblosen Elementen ist ledig die Beobachtung des Bildes eines optisch positiv einachsigen Minerals oder die Behandlung mit der Flußsäure und mit Anilinblau.

Der Sillimanit tritt so, wie in den früheren Fällen angegeben wurde, auf.

In jenen Partien des Schliffes, wo Sillimanit reichlicher vorkommt, findet man schließlich noch ein Mineral mit folgenden optischen Merkmalen.

Neben sicher nachgewiesenem Quarze lagen Schnitte, die im gewöhnlichen Lichte von jenem gar nicht unterschieden werden konnten, weil man überhaupt keine Grenze bemerkte. Darüber half auch das stärkste Abblenden des Lichtes nicht hinweg. Die Lichtbrechung muß also jener des Quarzes gleich oder zumindest nahezu gleich sein. Die Substanz ist wasserklar, zeigt keine Zwillingslamellierung und jedesmal nur paar beiläufig parallele, grobe Risse. Im c. p. L. ist es sicher als zweiachsig erkannt worden. Quarz ist bestimmt ausgeschlossen. Demnach bleibt da nur die Wahl zwischen einem, bezüglich n dem Quarze gleichen Feldspate und zwischen Cordierit. Da sich entlang den Spaltrissen eine grünlichgelbe Substanz (sekundär) ansiedelt, deshalb wäre ich geneigt, in derlei Fällen einen Cordierit (hypothetisch) anzunehmen. Viel war davon, wie bemerkt, überhaupt nicht vorhanden.

Überblicken wir den Gesamtkomplex der angeführten Beobachtungen, so resultiert aus diesen erstens die Erkenntnis der Pflasterstruktur des Gesteines, also ein Verbandverhältnis der Minerale wie in den vorausgehend geschilderten Fällen. Ferner sehen wir, daß im Wesen auch dieselben Gesteinskomponenten und mit denselben Eigentümlichkeiten auftreten wie früher. Verschieden ist nur ihre Menge.

Der viele vorhandene Orthoklas müßte sich, im Falle das Gestein einer chemischen Analyse unterworfen werden möchte, an dem Endresultate mit viel Alkalien und viel $Si\,O_2$ beteiligen. Die Menge der Kieselsäure würde infolge des immerhin reichlichen Quarzgehaltes dieser Felsart unmöglich klein sein. Die geringen Plagioklasmengen könnten ferner nicht viel $Na_2\,O$ und $Ca\,O$ liefern. Da der Vertreter dieser Gruppe übrigens (wie oben) gewiß (recht) sauer ist, deshalb müßte das $Na_2\,O$ über das $Ca\,O$ überwiegen, denn außer im Plagioklas kann ja (zumindest viel) $Ca\,O$ in keinem Gemengteile vorliegen. Der Muskovit kann schließlich als wasser- und kalihältiges Alumosilikat auch nur eine Vermehrung des K verursachen. Wegen seiner Natur als sekundäres Mineral und wegen seiner geringen Mengen kommt er jedoch später unten gar nicht in Betracht. Einen von dieser Mineralgruppe abweichenden Einfluß könnten also auf das chemische Gesamtbild nur der Sillimanit und der hypothetische Cordierit ausüben, falls sie nicht überhaupt in zu geringen Mengen vorhanden wären. Schließlich würde auch der Biotit wegen seiner relativ geringen Mengen den Grad der Azidität des Gesteines nicht besonders herabdrücken.

Aus dieser Überlegung folgern wir leicht, daß das Bild einer eventuellen chemischen Analyse des Gesteines jenes eines Granites oder Orthogneises wäre, obschon es nur eine biotitarme Varietät unseres sogenannten Biotitgneises ist, außer wir nehmen an, das Gestein wäre ein Granit (eventuell schiefriger Granit) und daß obige Strukturverhältnisse und Mineralkombination hier gleichzeitig rein ein Produkt des Zufalles sind. Eine Deutung, für die ich mich beim Studium der Sache nicht entschließen konnte.

Bei der Betrachtung des Biotitgneises unseres Aufnahmsgebietes im allgemeinen kann man also auf Gesteinsausbildungen stoßen, die, einer chemischen Analyse unterworfen, vielleicht ein nicht richtiges Bild von zumindest manchen Varietäten aufkommen lassen könnten. Bei der Bewertung der Analysenresultate wäre es deshalb ungemein gewagt, ja vielleicht sogar ganz unrichtig, diese von allen übrigen Beobachtungen loszuschälen und selbe einfach als etwas durch sich selbst endgültig definiertes auffassen zu wollen.

e) Ein dunkelbläulichgrauer, sehr feinkörniger, streifenweise etwas heller gefärbter Biotitgneis, der den oben sub *c* angeführten Varietäten ganz ähnlich sieht und deshalb ebenso wie jene auch als ein Quarz-Feldspat-Biotit-Hornfels benannt werden könnte. Das Gestein steht an der Bahn Deutschbrod — Saar südlich Schönbrunn im Sazawatale, beziehungsweise westlich Přibislau an (cf. pag. 191 und pag. 209).

Wesentliche Gemengteile sind Quarz, Feldspat und ein dunkler Glimmer.

Der Feldspat ist zum größten Teile ungestreift. Derlei Durchschnitte unterscheiden sich sehr wohl durch ihre Lichtbrechung vom Quarze. Deshalb faßte ich sie als Orthoklas auf. Die symmetrische Auslöschung der zwillinggestreiften Feldspate war mit Bezug auf die Albitzwillingsgrenze nur ganz minimal. Auch bei starker Einengung

des Beleuchtungskegels war keine merkliche Lichtbrechungsdifferenz mit Bezug auf den Quarz erkennbar. Der Plagioklas ist also auch hier ein ziemlich saures Glied der ganzen Reihe. Wahrscheinlich ist er kaum basischer als die basischen Oligoklase. Eine genauere Bestimmung war undurchführbar.

In den Feldspaten kommt es sehr oft zur Ausbildung der Sieb- oder Skelettstruktur durch die Interposition von runden und ovalen Quarz- und namentlich Biotitgebilden, beziehungsweise der übrigen noch zu erwähnenden Elemente.

Geradlinige oder gerundete Begrenzungen obiger, wesentlicher Elemente ist auch hier Regel. Durch die entsprechende Verbindung derselben untereinander kommt typische Pflasterstruktur auch in diesem Falle zum Ausdrucke.

In verschiedenen Mengen treten neben den angeführten Gesteinskomponenten, wie es scheint, noch drei andere, und zwar helle auf. Keine davon wird jedoch wesentlicher Gemengteil.

Kleine, nicht sehr zahlreiche Körner, die zwischen gekreuzten Nicoln dunkel blieben, bedeutende Lichtbrechung verrieten und unregelmäßig begrenzt waren, wurden als Granat gedeutet.

Eine andere Gruppe von Durchschnitten, die der Menge nach mit dem Granat verglichen, noch viel geringer war, zeigt ovale oder ersterem gleiche Formen und vielleicht noch stärkere Lichtbrechung, weil die Oberfläche noch runzeliger aussah. Im Gegensatze dazu waren zwischen gekreuzten Nicoln sehr hohe Interferenzfarben, also eine starke Doppelbrechung konstatierbar. Ich hielt solche Schnitte für Zirkon.

Das dritte und letzte hierhergehörige helle Mineral ließ schließlich folgende Beobachtungen zu. Form kurz leistenförmig. Die größten Durchschnitte zeigen ein System von wenigen Spaltrissen. Ich glaube selbe als gut auffassen zu dürfen. Farbe sehr hell gelblichgrün bis fast farblos. Doppelbrechung sehr schwach. Lichtbrechung ziemlich intensiv. Im c. p. L. ist es allem Anscheine nach optisch zweiachsig. Die Lage der Achsenebene war nicht sicher bestimmbar. Vielleicht liegt in derlei fast ausnahmsweise ganz winzigen Querschnitten ein Zoisit vor. Vorhanden war davon eine ziemlich große Zahl. Zumeist war er in Lagen verteilt. In manchen Feldspaten tritt er in kettenförmiger Anordnung auf, und zwar so, daß die einzelnen Individuen mit der Längsachse parallele Stellungen aufweisen.

Im Handstücke wurden 1—2 *mm* mächtige Quarz-Feldspatlagen beobachtet (cf. pag. 209). Dasselbe fand ich auch u. d. M. wieder. Es sinkt nur die Mächtigkeit derselben noch um ein sehr bedeutendes Stück herab. Diese Lagen fand ich nun u. d. M. an manchen Stellen in Falten gelegt oder ganz bizarr verbogen, wie es beispielsweise die Schichten mancher als Gekrösesteine bezeichneten Anhydrite oder Phyllite, beziehungsweise Tonschiefer sind. Ich bemerke, daß makroskopisch von dieser Faltung keine Spur am Handstücke erkennbar war. Von einer Zerdrückung irgendeines Elementes ist dabei nichts zu merken. Selbst undulöse Auslöschungen der Quarze sind unmerklich gering oder gar nicht vorhanden. An den Scheitelpunkten dieser mikroskopischen Falten sah man manch-

mal schön halbmondförmig gebogene Quarzdurchschnitte, die zwischen gekreuzten Nicoln ganz einheitlich dunkel wurden. An einem Durchschnitte fand ich, daß die Enden eines derart verbogenen Quarzes noch weit in die Faltenschenkel hinein reichten. Auch in derlei verbogenen Lagen ist dieselbe geradlinige Begrenzung der Elemente beobachtet worden wie sonst, und wie sie uns früher veranlaßte, von einer bienenwabenartigen Struktur zu sprechen. Ein für die theoretische Deutung besonders beachtenswerter Fall!

Auf Grund all der angeführten Beobachtungen dürften wir zu folgenden Schlußfolgerungen berechtigt sein. So wie das Gestein derzeit vorliegt, ist es einem starken Drucke, der erkennbare Spuren seiner Wirkung hinterlassen hätte, nicht ausgesetzt gewesen. Ich wage es nämlich schon mit Rücksicht auf die Grenzformen der Elemente nicht, die jetzige Struktur als Folge von Druckwirkungen allein zu deuten. Die auf mikroskopischem Wege beobachtete Faltung ist also älter als die derzeitige Substanzanordnung im Gesteine. Unser Hornfels oder hornfelsartige Biotitgneis muß also nicht immer seinen jetzigen Habitus und Gefüge, beziehungsweise die Minerale nicht stets die derzeitige Anordnung, beziehungsweise Form besessen haben. Die Pflasterstruktur ist mithin mit Rücksicht auf das durch die erwähnte Fältelung sich verratende und deshalb als „präexistierend angenommene Gefüge eine sekundäre Strukturform.

Der ganze Komplex der Erscheinungen ist also auch hier gleich jenen Phänomenen, wie sie aus kontaktmetamorphen Felsarten bekannt sind (cf. Analogie mit den sächsischen metamorphen Grauwacken und die Angaben oben sub *a*).

Besondere Beachtung verdient das in Rede stehende Gestein an dieser Stelle schließlich noch aus folgendem Grunde.

Professor Dr. F. E. Suess [1]) verdanken wir interessante Studien aus dem Bereiche des Kartenblattes Groß-Meseritsch (Zone 8, Kol. XIV), welches mit seiner äußersten Nordwestecke mit der äußersten Südostecke des Kartenblattes Deutschbrod zusammenstößt und an welch ersteres im Westen und letzteres im Süden das von mir bereits aufgenommene (Manuskript) Blatt Iglau grenzt.

Das ganze Schichtsystem des bezeichneten von F. E. Suess aufgenommenen Kartenblattes streicht in der Gegend der nordwestlichen Ecke in nordwestlich-südöstlicher Richtung. Genannter verzeichnete am Rande seines Kartenblattes in der in Rede stehenden Ecke einen als „Gneis im allgemeinen“ bezeichneten Schieferkomplex, einen Granulitzug und Amphibolitzüge. Hier interessieren uns die Gneise und die Amphibolite allein, denn diese treten, wie wir gelegentlich der Publikation der Resultate der Untersuchung des Gebietes des Kartenblattes Iglau sehen werden, auch

[1]) „Der Granulitzug von Borry in Mähren.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, 50. Band, pag. 615–648.

in den Bereich des letzteren über. Sie streichen im Gebiete des Blattes Iglau im selben Sinne weiter, um im Distrikte gegen den nördlichen Rand des Blattes Iglau, beziehungsweise gegen den südlichen des Blattes Deutschbrod zu in mehr oder weniger nördliches Streichen überzugehen, welches sie dann in dem eben in Rede stehenden Gebiete auch beibehalten.

Die von F. E. Suess im Blatte Groß-Meseritsch in den bezüglichen Gegenden im allgemeinen angetroffenen Gesteine streichen also, kurz gesagt, auch noch in unser Gebiet herein.

Nun fand F. E. Suess bei Borry Hornfelsgranulite.

Der Freundlichkeit des genannten Herrn hatte es Autor zu verdanken, daß er sein oben geschildertes hornfelsartig aussehendes Gestein mit dem Hornfelsgranulite von Borry im Handstücke vergleichen konnte. Dieser Vergleich hat das Auffallende zutage gefördert, daß die beiden Gesteine makroskopisch zum Verwechseln gleich aussehen (cf. pag. 191 und pag. 209). Unter dem Mikroskope ergaben sich dagegen folgende allein geringfügige Abweichungen. Das Gestein vom Valiberge bei Bobrau ist in dem mir vorgelegenen Schliffe etwas gröber körnig, hat etwas mehr Granatquerschnitte erkennen lassen, verriet jedoch zumindest scheinbar etwas weniger Biotit und zeigt keine derartigen Durchschnitte wie das in meinem Sammlungsmaterial von mir für Zoisit gehaltene Mineral. Deshalb dürften wir wohl sagen können, daß wir es im Wesen auch mit einer mikroskopischen Gleichheit der Ausbildung unseres Gesteines mit dem einen Vergleichsstücke zu tun haben.

Vorläufig bemerke ich nur noch, daß F. E. Suess seine Hornfelsgranulite auf Grund der chemischen Analyse des Gesteines für einen Paragranulit hält, die bezügliche Zone, in der dieses Gestein auftritt — aber auch nur diese Zone, also nur einen schmalen Streifen seines Kartengebietes — als „uralte Kontaktzone" deutet und das Gestein als mit Tonschiefern verwandt (l. c. pag. 646) auffaßt.

Auf die theoretische Deutung unseres Gesteines werde ich im letzten Abschnitte der vorliegenden Arbeit im Zusammenhange mit der Besprechung aller übrigen diesbezüglich maßgebenden Beobachtungen zurückkommen.

f) Rostbraun verwitternder, lagen- oder mehr fleckenweise Sillimanit und nur ausnahmsweise ab und zu minimale Spuren von kleineren, allein dann makroskopisch erkennbaren Cordieritkörnern führender Biotitgneis.

α) Gestein aus dem Schlapankatale. Es steht an zahlreichen Stellen entlang der Straße von der Bahnstation Schlappenz zum gleichnamigen Dörfchen, und zwar östlich von der Brücke an. Das Gefüge ist im Handstücke gebändert-schiefrig, denn die hellen und dunklen Gesteinskomponenten sondern sich lagenweise. Die Biotitlamellen stellen sich strenge parallel, obschon auch quer zur Schieferung stehende Schüppchen auftreten. Durch eine innige Verwebung der ersteren entstehen mehr oder weniger ausgedehnte, papierdünne, bis 1 *mm* dicke Lagen. Die Struktur ist nicht mehr sehr feinkörnig wie

zum Beispiel oben sub *e*. Manchmal kann sie sogar schon nahe an eine mittelkörnige herankommen.

In diesem Gesteine speziell erkennt man mitunter schon mit freiem Auge winzigkleine Cordieritkörner von grünlichgrauer Farbe.

β) Etwas feinkörnigeres zum Teile Sillimanit führendes Gestein hinter dem Orte Schachersdorf. Es steht an der Straße, die nach Přibislau führt, unmittelbar an. Im Querbruche sehr gut erkennbare feine (phyllitische) Faltung.

Präparate von beiden Gesteinen lassen als wesentliche primäre Gemengteile Quarz, und zwar, wie es mir scheint, in etwas wechselnden Mengen, dann gestreiften und ungestreiften Feldspat, zum Teile stark kaolinisiert, zum Teile etwas sericitisiert, und schließlich viel dunklen Glimmer erkennen. Die Ausbildung und die Eigenschaften aller drei Minerale sind dieselben wie in den früher besprochenen Fällen. Verbandverhältnisse: Pflasterstruktur. Skelettstruktur kommt vor (beim Feldspat und Quarz), sie ist jedoch relativ selten zur Beobachtung gelangt.

Akzessorisch treten auf: Sillimanit, Cordierit (beide in sehr wechselnden Quantitäten), ab und zu ein fast farbloser Granat und ein ganz zersetztes Mineral, das ich für Andalusit zu deuten geneigt wäre. Dieses letztere geht nämlich in Aggregate von hellem Glimmer (Sericit) über. Die winzigen Muskovitschüppchen stehen in den für Andalusit gehaltenen Schnitten senkrecht auf gewissen Trennungsflächen (cf. oben sub *a*). Mit den Cordieritdurchschnitten ist eine Verwechslung ganz ausgeschlossen. Dieser ist nämlich im allgemeinen noch sehr frisch. Umwandlungen von Cordierit in Sericit kommen zwar vor, allein dieser Prozeß ist, absolut wie auch relativ genommen, wie gesagt, sehr wenig weit gediehen. Erze (Magnetitkörnchen) gehören zu den Seltenheiten.

g) Den sub *f* angeführten Gesteinen analoge Ausbildungen zeigen Proben aus dem Sazawatale, und zwar:

α) Von der Bahn Deutschbrod — Saar (beziehungsweise östliche Fortsetzung derselben); Gegend ostnordöstlich Uttendorf, beziehungsweise südöstlich Böhmisch Schützendorf.

U. d. M. findet man, daß das Gestein etwas Cordierit führt. Der Mineralbestand und das Gefüge sind sonst wie oben sub *f*. Nur der Sillimanit wurde nicht beobachtet. Die Quarze löschen zum Teile undulös aus.

β) An derselben Bahnstrecke westsüdwestlich Přibislau und nahe bei K. 483 (der Karte 1 : 25.000).

Das Gestein ist sehr reich an dunklem Glimmer. Ein Feldspat scheint ganz zu fehlen. Derlei Ausbildungen kann man deshalb kurzweg als Glimmerschiefer deuten. Wegen des Vorherrschens des Glimmers oder des Zurücktretens jener Gemengteile, die sonst Körnerformen aufweisen, kommt die Pflasterstruktur weniger deutlich zum Ausdrucke. Sie ist jedoch auch da vorhanden.

γ) Fein bis nicht ganz mittelgrobkörnige und dabei schuppige bis schiefrige Gesteinsausbildungen, wie sie in den Schotterbrüchen am rechten Sazawaufer zwischen Přibislau und Ronow unmittelbar an der Straße anstehen. Der makroskopisch in manchen

feinkörnigen Stücken wahrnehmbare Habitus ist derartig, daß er mit bestem Erfolge mit dem einer hochgradig umgewandelten und deshalb viel Biotit führenden Grauwacke verglichen werden kann. Feldspat ist manchmal viel vorhanden, er kann jedoch ebensogut auch nur sehr mäßig (dies der seltenere Fall) vertreten sein. Auch vom Biotit ist viel vorhanden, und zwar in Form von winzigen vereinzelten Schüppchen und Flasern oder er tritt in Lagenform auf. Durch letzteres kommt die schiefrige Textur sehr zum Ausdrucke. Auch der Quarz und die mitunter silberglänzenden Sillimanitaggregate können schon mit freiem Auge wahrgenommen werden.

Außer den im voranstehenden angeführten Elementen seien nun noch folgende u. d. M. erkannte Verhältnisse erwähnt. Ganz vereinzelt treten helle Granatkörner, Muskovitschüppchen und wasserklare Durchschnitte eines optisch zweiachsigen Minerals, das ich eventuell für Cordierit halten möchte, auf. Der ungestreifte Feldspat zeigt mikropertitische Verwachsungsphänomene.

Besondere Beachtung verdienen auch in diesem Falle die Strukturverhältnisse.

Die hellen, wasserklaren Quarze [ohne oder nur mit minimalen Spuren von (Gas- und Flüssigkeits-)Einschlüssen, wie solche sonst in Quarzen von krystallinen Gesteinen auftreten] führen auch hier ovale und runde Biotite als Interpositionen. In gleichen Formen, nur in Gestalt von größeren Gebilden tritt umgekehrt der Quarz im Feldspate auf. Geradlinige Begrenzungen der Elemente kommen vor, allein, ausdrücklich bemerkt, selten und es tritt zumindest ungemein häufig daneben eine Verzahnung der Elemente auf.

Ob die Verzahnung als eine ältere oder jüngere Erscheinung als das Phänomen der Sillimanit- und eventuell Cordieritbildung aufgefaßt werden soll, das ist nicht leicht und in kurzem Wege zu entscheiden. Daß nämlich das Gestein eine Kataklase durchgemacht hat, daran ist keinen Augenblick zu zweifeln. Zerbrochene und undulös auslöschende Quarze und Feldspate sprechen zu deutlich dafür. Umgekehrt ist jedoch das Gestein auch sicher sehr hoch krystallin und den früher besprochenen Modifikationen verwandt.

Daß eine diesbezügliche Veränderung mit dem Gesteine vor sich gegangen ist, die zumindest die Sillimanit- und (eventuell) die Cordieritbildung verursachte, respektive die oben ganz kurz skizzierten Struktureigentümlichkeiten hervorrief, ist sicher. Die Substanz kann deshalb kaum allgemein genau in demselben Verbande und allgemein in derselben Form heute vorliegen, wie sie einst — vor der vermeintlichen Überführung in den derzeitigen hochkrystallinen Zustand — aufgetreten ist. Wahrscheinlich hatte gleichzeitig mit der Sillimanit- und mit der fraglichen Cordieritbildung eine Umlagerung der Gesteinssubstanz stattgefunden. Nun möchte ich glauben, daß es die einfachste Erklärung wäre anzunehmen, daß durch denselben Prozeß, welcher die Bildung des jetzigen Mineralbestandes (Quarz, Feldspat, Biotit, Sillimanit, ? Cordierit) und des teilweisen gegenseitigen Mineralverbandes (Biotiteier in den Quarzen etc.), das heißt also, daß durch dieselbe

Ursache, welche die ganze Umlagerung bedingt hat, auch die geraden Begrenzungsformen, wo sie überhaupt auftreten, erzeugt worden sein mögen. In diesem Falle hätten wir also die Verzahnung vielleicht als ein sekundäres Phänomen mit Bezug auf das durch den Umwandlungsprozeß erzeugte Gefüge aufzufassen.

Eine plausible Deutung könnte jedoch auch folgender Gedankengang abgeben. Ein Gestein, das einer Umwandlung in eine Felsart von dem Habitus der unseren fähig ist, habe teilweise einen gewissen Umwandlungszustand erreicht, ohne daß das höchstmögliche Stadium erlangt worden wäre. Reste vom ursprünglichen, einst und wo immer kataklastisch veränderten Bestande sind also noch erhalten geblieben. Wenn in dem Falle eine zweite Kataklase dazugekommen wäre, so ist es klar, daß diese alle Elemente ohne Auslese betreffen muß, und daß dann deshalb ein Strukturbild zu beobachten sein wird, in dem die verschiedenen Strukturformen ganz ineinandergreifen dürften, so daß zwar jetzt unkenntliche alte Reste der ursprünglichen Gesteinsstruktur vorhanden sein könnten. Als absolut sicher betrachte ich diese Angelegenheit nicht beantwortet.

δ) Biotitarmer, heller, schuppiger Gneis aus einer Gesteinsbank beim hölzernen Bahnviadukte am rechten Sazawaufer, südöstlich Ronow, beziehungsweise südlich K. 494 (der großen Karte).

U. d. M. findet man neben den beiden schon makroskopisch erkennbaren wesentlichen Gemengteilen Quarz und Feldspat, beziehungsweise neben dem Sericit und Turmalin noch ein randlich mehr oder weniger in Muskovit (Sericit) umgewandeltes, optisch zweiachsiges Mineral von starker Licht- und in manchen Schnitten auch bedeutender Doppelbrechung. Wahrscheinlich ist es Andalusit. Seine Menge ist sehr unbedeutend. Außer diesen tritt auch Cordierit in einzelnen unregelmäßigen Körnern auf. Hellgelbe Streifen in wasserhellen Durchschnitten (welch erstere durch Neubildungen entstehen) sind die besten Wegweiser zur Auffindung dieses sonst mit Quarz leicht zu verwechselnden Elementes. Das Gefüge ist teilweise als Pflasterstruktur anzusprechen, zumeist findet man jedoch die Elemente ineinander verzahnt. Eine Kataklase hat das Gestein sicher erlitten (cf. oben die Angaben sub γ und die früheren). Der beste Zeuge dafür sind übrigens die harnischartigen, striemigen Flächen, die das Gestein beobachten ließ.

h) Schuppig-flaserige oder auch schiefrig ausgebildete, in frischem Zustande graue, durch Verwitterung sich jedoch braun färbende, mittel feinkörnige Felsart vom südlichen Kartenrande, westlich von der Bor-M., beziehungsweise fast südlich vom östlichen Ende des Dorfes (Ober-)Wěžnitz (letzteres im oberen Schlapankatale).

Wesentliche Elemente sind Orthoklas mit relativ wenig Plagioklas, Biotit und Quarz. Ferner treten auf Muskovit und Cordierit. Von keinem der beiden letzteren ist viel vorhanden; vom Cordierit konnte ich überhaupt nur Spuren sicher nachweisen. Seine wasserhellen, sehr unvollkommen spaltbaren, sehr deutlich jedoch optisch zweiachsigen Querschnitte sind nämlich mit dem Quarz leicht zu verwechseln. Dieser ist sehr zerdrückt, löscht

undulös aus und man muß sehr kritisch vorgehen bei der Beurteilung der Achsenbilder, um nicht etwa anomale Quarze für Cordierit zu erklären.

Der Orthoklas nimmt mit Vorliebe große Formen an. Er greift nie mit zackigen, sondern stets mit ruhig gebogenen Grenzkonturen in die Nachbarminerale ein. Seine Interpositionen, die Quarze, sind tropfenförmig rundlich umgrenzt und infolge ihrer großen Zahl erscheinen die Feldspate siebartig durchlocht. Der Feldspat zeigt in Form kleiner Körner auch noch geradlinige Begrenzungen. Im diametralen Gegensatze dazu ist der Quarz ganz zerdrückt. Von diesem Gesteine kann man mit Bestimmtheit behaupten, daß die Kataklase nach der Ausbildung von Biotit, Feldspat (in der siebartig durchlochten Form) und nach jener von Cordierit erfolgte (cf. pag. 232). Manchmal sieht der Biotit wie ausgewalzt aus. Einfache Blättchen gehen in Aggregate über. In solchen treten stets Muskovitschuppen auf. Durch den seitlichen Druck sind übrigens auch ursprünglich nicht einheitliche und nicht zusammenhängende Biotitschuppen zu Flasern gruppiert worden. In der bekannten Eiform tritt der Biotit im Quarz, Feldspat sowie auch im Cordierit auf.

Akzessorisch treten auf: Zirkon (pleochroitische Höfe im Biotit) und ein Erz (in Spuren ? Magnetit).

i) Sehr reich an Cordierit ist ein dunkelbläulichgraues Gestein von der Lokalität Kaplička, südlich Kněž (in einer Schottergrube gut aufgeschlossen). U. d. M. stimmt es mit den pag. 224, sub *d* angegebenen sowie auch mit allen anderen nicht kataklastisch veränderten Ausbildungen derart überein, daß eine spezielle Schilderung überflüssig zu sein scheint. Es zeigt, kurz gesagt, alle Eigentümlichkeiten von hochkrystallinen Schiefern, die diese ihre Natur durch den Kontakt mit Graniten erworben haben.

k) Grauer, feinkörniger, schuppiger Biotitgneis vom westlichen Blattrande, ungefähr 1 *km* südlich von Nezdin.

Mineralogische Zusammensetzung wie in den früheren Fällen. Der Cordierit scheint zumindest nicht ganz zu fehlen. Biotit ist nicht nur relativ sondern auch absolut wenig vorhanden. Manche Feldlesesteine sehen deshalb mehr quarzitisch als gneisartig aus und bilden so Übergänge in Quarzite. Letztere sind auch gar nicht weit davon entfernt konstatiert worden. Die Art des Verbandes der Minerale entspricht teils sehr genau der Pflasterstruktur, teils ist sie jedoch auch ganz diejenige eines Sandsteines oder einer Arkose.

Undulöse Auslöschungen kommen zwar vor, es ist jedoch fraglich, ob diese Eigentümlichkeit der Körner im jetzigen Mineralverbande erworben wurde. Manche Körner zeigen nämlich nicht einmal Spuren von irgendwelchen optischen Anomalien.

l) Granulitische Varietät eines weißen, sehr feinkörnigen, nicht viel roten Granat führenden, plattig brechenden Biotitgneislesesteines aus dem Schindergraben nordnordwestlich von Frauental, beziehungsweise östlich von der „Glashütte" im besagten Graben (cf. pag. 210).

Ein kurzsichtiges Auge erkennt im Hauptbruche ein hellbläuliches Mineral von höchstens 1 *mm* Breite und 1—2 *mm* Länge. Die Flächen spiegeln stets sehr schön und da man schließlich nicht annehmen muß, es lägen stets Krystallflächen vor, deshalb könnte dies einen Fingerzeig abgeben, daß das Mineral zumindest eine sehr vollkommene Spaltbarkeit besitzen könnte.

Als wesentliche Bestandteile erwiesen sich u. d. M. Quarz, Orthoklas, relativ wenig Plagioklas und schließlich könnte man als derartiges Element auch den Biotit deuten. Als akzessorisch auftretender Granat wurden zwar die größten, allein nicht sehr zahlreichen Durchschnitte aufgefaßt. Sehr selten und dies zumeist in der Nachbarschaft des Granates trat Turmalin auf. Als letztes Element sei noch ein Mineral erwähnt, das ich für Disthen zu halten nicht abgeneigt wäre. Diesem Bestandteile müßten auch die, wie oben angedeutet, schön (zart) hellblauen, makroskopisch wahrnehmbaren Leistchen angehören.

Quarz. Den optisch positiven, einachsigen, vollkommen wasserklaren, also gar keine Flüssigkeitseinschlüsse beherbergenden Durchschnitten desselben fehlt (so gut wie) jegliche Spur einer undulösen Auslöschung. Die Form derselben ist zwar unregelmäßig, allein die Körner sind mit ihren Nachbarkörnern nie verzahnt. Fast stets sind sie von schwach gebogenen Kurven, manchmal aber auch ganz geradlinig begrenzt. Als zweifelhaft stelle ich die Beobachtung hin, nach welcher der Quarz skelettförmige Gebilde in manchen allein sehr seltenen Fällen bilden könnte.

Feldspat. Dieser ist selten zwillingsgestreift, weshalb ich ihn in den allermeisten Fällen für Orthoklas hielt. Der Brechungsquotient ist stets geringer als im Quarze. Kaolinisierung ist zwar vorhanden, jedoch nicht weit fortgeschritten.

Biotit. Der braune Glimmer bildet im Querschnitte kurze Leistchen, in der Aufsicht also kleine Schuppen. Diese treten zumeist einzeln auf und sind zum Teile in Umwandlung (Chloritisierung) begriffen.

Der Granat ist farblos und unregelmäßig begrenzt. Größere Körner davon sind durch zahlreiche Interpositionen ausgezeichnet. Deshalb sieht er manchmal wie durchschossen oder zernagt aus. Als Einschlüsse fand ich ein ganz wasserklares, genau so wie Quarz aussehendes, allein optisch zweiachsiges Mineral mit der Dispersion $\rho < \upsilon$. Betrachtete man es nicht zwischen gekreuzten Nicoln, so wähnte man, es wären an den bezüglichen Stellen im Schliffe Lücken vorhanden. Mit Bezug auf den Brechungsquotienten des Kanadabalsams zeigten also derlei Einschlüsse keine Lichtbrechungsunterschiede. Deshalb glaube ich es hier mit Cordierit zu tun zu haben. Daneben findet man als Einschluß im Granat einen grünlichen Glimmer (? in Zersetzung begriffener Biotit). Ein an dem Granatrande, aber außerhalb dieses Gemengteiles auftretendes Mineral wies grünlichblau(graue) Farbe und unregelmäßige Formen auf. Zwischen gekreuzten Nicoln blieb es so gut wie dunkel. Es bildete einmal einen Streifen, der jedoch allem Anscheine nach ein Aggregat repräsentieren dürfte. Wahrscheinlich liegt da ein Spinell in Spurenform vor.

Der Turmalin bildet wenige stets an den Rand des Granates gebundene, unregelmäßige, bräunlichgrüne, keine Spaltbarkeit aufweisende Querschnitte.

Mit keinem der bisher besprochenen Elemente kann das eingangs erwähnte hellblaue Mineral verglichen werden. Deshalb muß dieses nur mit den (im Schliffbilde zwar zahlreicher als Granat, allein immerhin) nicht sehr häufig auftretenden, zumeist leistenförmigen Querschnitten identifiziert werden, die in der Mehrzahl der Fälle eine sehr hohe Licht- und sehr starke Doppelbrechung aufweisen und ein System sehr vollkommener Spaltrisse erkennen lassen, zu dem noch einige kurze und wenig zahlreiche Trennungsflächen schief verlaufen. Ganz vereinzelte Schnitte sind unregelmäßig sechsseitig begrenzt. Andere sehen so aus wie Augitzwillinge || (010), die, senkrecht dazu getroffen die prismatische Spaltbarkeit nur durch ein System von Spaltrissen verraten.

Die Spaltbarkeit in den verschiedenen Hälften (es sind immer zu zwei miteinander verbunden) ist stets gleich vollkommen und die Spaltrisse sind untereinander parallel. Optisch ist das Mineral sicher als zweiachsig aufzufassen. Genauere Beobachtungen ließen jedoch die mir vorgelegenen Schnitte nicht zu. Allem Anscheine nach dürften wir es, wie schon angedeutet, mit Disthen zu tun haben.

Die Art des Mineralverbandes im Gesteine kann ich auch hier nicht anders denn als Pflasterstruktur bezeichnen.

Schließlich würde es mir ein Akt reiner Willkür erscheinen, wenn ich diese Gesteinsausbildung für etwas wesentlich von unseren sonstigen „Gneisen“ dieses Abschnittes Verschiedenes erklären sollte, obschon das Gestein so gut wie ganz die Charaktere eines Granulites aufweist.

Anhang. Untergeordnet granatführender Biotitgneis von Věstec. Am Wege von Horny (Ober-) zum Dolní (Unter-) Věstec fand ich ein fast unmittelbar bei letzterem Orte anstehendes, und zwar beiläufig in h 3 streichendes und gegen Südost einfallendes, dunkelgraues, sehr deutlich schiefrig struiertes, im Querbruche sehr feinkörniges Gestein, das im Wesen dem freien Auge Biotit, Feldspat, Quarz und zum Teile Muskovit erkennen läßt. Dieses „Gneis“-Vorkommen ist also vom Hauptverbreitungsgebiete des Biotitgneises ganz abgetrennt und soll deshalb auch hier anhangsweise und selbständig besprochen werden.

Beide Glimmer bilden auf den Schichtflächen dünne Häute, beziehungsweise die einzelnen Schichtfolien bestehen scheinbar fast nur, sicher jedoch vorwiegend nur aus Glimmern. Dabei beobachtet man, daß auf manchen Schichtflächen fast nur heller, auf anderen zumindest überwiegend oder überhaupt nur dunkler Glimmer zur Entwicklung gelangt. Im großen und ganzen herrscht jedoch der dunkle Glimmer über den hellen vor.

In kleinen Linsen, die im Handstücke kaum 1 *cm* lang und nur etliche (1—3) Millimeter mächtig waren, trat ein gelblichweißer, erdig aus-

sehender, also kaolinisierter Feldspat auf. In der Nachbarschaft desselben beobachtete ich mehrfach eine Querstellung der Glimmerschüppchen mit Bezug auf die Schieferungsebene.

Einem kurzsichtigen, hie und da auch schon einem normalen, zumindest jedoch einem mit der Lupe bewaffneten Auge fällt es auf, daß die Glimmerhäute zumindest lokal im Hauptbruche ganz löcherig erscheinen. Falls ein Vergleich gestattet ist, möchte ich sagen: das Gestein sieht im Hauptbruche so aus wie ein sehr wurmstichiges Stück Holz oder wie ein Blatt Papier, das man mit einer sehr feinen Nadel in der Weise perforiert hat, daß ein winziges Loch beim anderen zu sehen ist. Dazu kommt noch die Tatsache, daß lokal kaum mohngroße Knötchen aus der Glimmerhaut hervorragen. Eine schwach vergrößernde Lupe läßt die Knötchen als dunkelbraun gefärbte Körner erkennen, die erst das Mikroskop als Granate verrät.

Wo die kleinen Körner noch von Glimmerhäuten verhüllt sind, dort glaubt man unwillkürlich, man habe es mit einem im Kontakte veränderten Schiefer zu tun.

Manche Schliffpartien erwiesen sich u. d. M. vornehmlich aus Glimmer (Biotit und Muskovit in wechselnden Mengen) und einem Granat zusammengesetzt. Zu diesen beiden (lokal wesentlichen) Gemengteilen treten in der Regel noch zwei farblose Komponenten: Quarz und Feldspat; manchmal sind es vielleicht auch mehrere: Quarz, Feldspat und Cordierit. Wo die farblosen Elemente vorherrschen, daß heißt in größeren Mengen auftreten, da verliert der Granat den Charakter eines wesentlichen Gemengteiles. Stets scheint er jedoch auch dann in für das Gestein noch charakteristischen Mengen erhalten zu bleiben.

Hie und da fand ich feine Nadeln eines so gut wie farblosen Minerals; diese möchte ich für Sillimanit halten.

Die Diagnose des eingangs für Granat erklärten Minerals stützt sich auf folgende Beobachtungen. Die Durchschnitte sind farblos und unregelmäßig oder zumindest nur scheinbar krystallographisch begrenzt. Die Umrisse wiederholen dann jene Formen, wie man sie beim Granat zu sehen gewohnt ist. Zwischen gekreuzten Nicoln bleiben die Querschnitte ganz dunkel. Der Brechungsquotient ist groß, Spaltbarkeit war keine, wohl aber waren unregelmäßige Risse wahrnehmbar. In ihrem Innern waren die Körner gewöhnlich ziemlich stark mit verschiedenen Einschlüssen erfüllt. Diese waren nur manchmal und auch dann nur allgemein als Mineralien (ein Erz und ? Quarz) bestimmbar. Hie und da häufen sich die Einschlüsse derart, daß die sonst völlig farblosen Körner im Innern vollkommen undurchsichtig werden.

Der Quarz bildet unregelmäßig gestaltete Körner.

Von den beobachteten Feldspatdurchschnitten ließ einer folgende Bestimmungen zu. Form unregelmäßig, deutliche Zwillingsstreifung, parallel zu dieser ein System sehr vollkommener Spaltrisse (also parallel *M*), der schätzungsweise bestimmte Brechungsquotient war von jenem des Quarzes nicht zu unterscheiden. Die symmetrische Auslöschung war mit Bezug auf das besagte Spaltsystem sehr klein, ja scheinbar gerade, denn die Achsenebene lag scheinbar senkrecht

zur Längsrichtung der nach dem Albitgesetze verzwillingten Lamellen. Auf Grund dieser Tatsachen dürften wir wohl auf ein sehr saures Glied der Plagioklasreihe schließen. — Alle Feldspäte waren stark kaolinisiert.

Die sichere Unterscheidung des Cordierites von dem sonst zum Verwechseln gleich entwickelten Quarze erfolgte auf optischem Wege. Die Menge des Cordierites scheint zumindest mit Bezug auf jene des Quarzes kleiner zu sein. Von diesem unterscheidet ihn eine manchmal beobachtete sehr unvollkommene Spaltbarkeit, vom Feldspate dagegen der Umstand, daß er nicht zersetzt ist.

Manche wegen ihrer starken Lichtbrechung fast schwarz erscheinende feine Nadeln, die als Einschlüsse im Quarze auftreten, dürfte man vielleicht als dem Rutil angehörig deuten können.

Aus dem Gesagten, glaube ich, geht zur Genüge klar hervor, daß die makroskopisch wahrnehmbaren Knötchen, beziehungsweise die beschriebene Perforierung der Glimmer nur vom Granat, beziehungsweise von ausgewitterten Granatkörnern herrührt.

3. Quarz-Sillimanitknollen führender Horizont des Biotitgneises östlich von Deutschbrod.

Auf das Vorkommen von Sillimanit im Biotitgneise wurde bereits im Vorausgeschickten mehrfach hingewiesen. Während jedoch seine Aggregate in den früheren Fällen ganz unregelmäßige Formen zeigten, ist dies in der Gegend östlich von Deutschbrod oder genauer im Distrikte, der sich westlich von Chrast, im Norden beginnend, über Schenkelhof bis zur Hammermühle im Sazawatale hinzieht und im Schlapankatale östlich und südöstlich von der Rosenmühle seine Fortsetzung zu finden scheint, nicht der Fall.

Wir wollen vor allem das Tälchen, das über K. 583 vom Westen herabkommt und beim Dorfe Chrast in ein Seitental des Břevnicabaches einmündet, ins Auge fassen.

In der besagten Depression wurden seinerzeit zwischen K. 583 und dem Dorfe Chrast am rechten Talgehänge nahe bei K 583 zwei Schottergruben angelegt, so daß dort das Gesteinsmaterial gut aufgeschlossen angetroffen wurde. Selbst bei möglichst genauer Betrachtung der herumliegenden Blöcke und des unmittelbar anstehenden Gesteinsmateriales mit unbewaffnetem Auge kann man sich jedoch der Ansicht nicht verschließen, daß das Gestein sehr stark verwittert und zersetzt sein müßte. Unter dem Einflusse der Atmosphärilien scheint es ganz roglig geworden zu sein. Nimmt man irgendein Stück in die Hand, so kann man den Verband der Mineralkörner selbst durch das Angreifen allein oder zumindest mit einem ganz leichten Drucke mit den Fingern zum Teile lösen. Beim Zerschlagen eines Handstückes gewinnt man den Eindruck, als hätte man es mit einem locker gewordenen, mürben Sandsteine zu tun. Wie die chemische Analyse und die mikroskopischen Studien an diesem Gesteine lehren, ist indessen der Erhaltungszustand desselben ein sehr guter.

Mit freiem Auge erkennt man als wesentliche Gemengteile sehr viel Quarz und Feldspat. Die Dimensionen beider sind gering, Linsengröße erreichen sie ganz ausnahmsweise. Der Glimmer (Biotit und Muskovit) ist zwar vorhanden; im Vergleiche zum Quarze tritt er jedoch sehr stark zurück. Auch ist seine Anordnung und Verteilung keine gleichmäßige, so daß das Gestein manchmal ganz körnigen Habitus erhält. Auf Grund der Schätzung mit freiem Auge sind ferner vielleicht 2—3% schwarzen Turmalins vorhanden. Dieser bildet kleine unregelmäßige Körner. Zumeist erreichen seine Dimensionen kaum die Größe eines voluminöseren Stecknadelkopfes. In einem Falle war der Turmalin im Querbruche etwas über linsengroß. Neben dem schwarzen Turmalin stechen nur noch die rotbraunen, manchmal rostbraun verwitternden Granatkörner hervor, die jedoch im Durchschnitte noch kleiner bleiben als der Turmalin. Auch bezüglich der Menge erreichen sie diesen nicht. Die Struktur des sehr hellgelblich gefärbten Gesteines ist mithin relativ feinkörnig. Die Textur ist sehr undeutlich schiefrig und manchmal ganz unregelmäßig körnig.

In einem derart beschaffenen Mineralaggregate liegen, mit den breiten Seiten untereinander parallel geordnet, linsenförmige, aus Quarz und Sillimanit bestehende Gebilde (cf. Taf. IV, Bild 1).

Diese Linsen sind im Querbruche in der Regel kaum 0·5 *cm* mächtig. Der Durchmesser der Horizontalprojektion der konvexen Flächen erreicht selten mehr als 3 *cm*. In einem einzigen Falle wichen die Dimensionen von den allgemein üblichen beträchtlich ab und überschritten diese um das Drei- bis Vierfache; kleiner werden sie häufiger. Neben den kreisrunden Linsen kommen, jedoch seltener, etwas in die Länge gezogene Gebilde vor.

Manche Formen waren fast kantenrund, andere verrieten dagegen ziemlich scharfe Ränder. Die Oberfläche der Linsen war stets mit einer feinen Biotithaut überzogen. Diese bleibt auch an ausgewitterten, beziehungsweise herausgeschlagenen Linsen haften. Wo dies mit den Linsen geschah, entstand im Gesteine ein Abdruck, der ebenso wie die Linse mit einer dünnen, eventuell lückenhaften und leicht zersetzbaren Biotit(beziehungsweise Limonit)haut überzogen war. Manchmal stecken in dem noch vollkommen frischen Gesteine besagte Linsen derart locker darin, daß sie ohne besondere Kraftaufwendung mit den Fingern ausgebrochen werden können. Im frischen Querbruche sind die Linsen hell grauweiß und für das unbewaffnete Auge nahezu dicht.

Das mikroskopische Bild des die in Rede stehenden Linsen einschließenden Gesteines muß wie folgt kurz wiedergegeben werden.

Wesentlich beteiligen sich an der Zusammensetzung des Gesteines Quarz und Feldspäte. Diese bilden unregelmäßig begrenzte Körner. Dabei können die Trassen der Grenzflächen ganz gerade Linien oder (mehr) schwach gebogene Kurven darstellen, ohne daß es zu einer Verzahnung, wie dies in Graniten oder Gneisen der Fall ist, käme. Der Quarz ist allem Anscheine nach vollkommen einschlußfrei. Die Feldspäte sind nur zum Teile gestreift. Alle

zeigen geringere Brechungsquotienten als der Quarz. Die symmetrische Auslöschungsschiefe der gestreiften Durchschnitte verriet nur sehr kleine Beträge. Diese Tatsachen sprechen für einen Orthoklas und für einen sehr sauren Plagioklas, der höchstens die Basizität eines Oligoklas erreichen kann. Die Feldspäte sind etwas, jedoch nicht stark, kaolinisiert. Ganz vereinzelt ist an denselben eine Art Siebstruktur zu merken gewesen.

Der Biotit bildet im Querschnitte kurze Leistchen oder wie der Muskovit unregelmäßige Gebilde. Als Einschluß fand ich ihn nie.

Der Turmalin ist im Querschnitte ganz unregelmäßig begrenzt. Er macht stets den Eindruck, als möchte er Lücken zwischen den Quarz-Feldspatkörnern ausfüllen. Seine Farbe ist grünlich graubraun.

Der Granat wird fast farblos und zeigt ganz regellos begrenzte Formen.

Nachstehend die Analyse des Gesteines, aus dem vor der chemischen Untersuchung alle Sillimanit-Knollen herauspräpariert wurden. Die Analyse stammt vom Herrn Fr. C. Eichleiter, dem ich dafür an dieser Stelle bestens danke. In welchem Verhältnisse die Resultate dieser Analyse zum ganzen Gesteine stehen, darüber folgt später mehr.

	Prozent
SiO_2	75·50
Al_2O_3	14·98
Fe_2O_3	0·48
FeO	0·51
CaO	0·25
MgO	0·05
K_2O	4·44
N_2O	3·31
Glühverlust	0·65
Summe . . .	100·17

Weil das CaO des Granates wegen der minimalen Menge desselben ganz vernachlässigt werden kann, deshalb können wir das ganze Kalzium dem Plagioklas anrechnen. Analog dürften wir wenig fehlen, falls wir einen eventuellen Na-Gehalt des Turmalins vernachlässigen und demnach alles Na dem Albitmolekül angehörig auffassen. Da Na_2O und CaO sonst kaum in einem anderen Elemente vorkommen dürften als im Turmalin, respektive im Granat, deshalb dürften wir also annehmen, daß all diese Substanzen dem triklinen Feldspate angehören. Die Umrechnungen der bezüglichen, obigen Analysenwerte ergab dementsprechend für den Plagioklas folgende auf 100 bezogene prozentische Zusammensetzung:

	Prozent
Albitsubstanz	95·71
Anorthitsubstanz	4·29
	100·00

Dies entspräche demnach einem Albite oder höchstens einem Oligoklasalbite.

Das Resultat der optischen Bestimmung des Plagioklases und die aus der Berechnung sich ergebende Natur desselben stimmen also sehr gut miteinander überein.

Der Glühverlust von 0·65% bestätigt, daß der Erhaltungszustand des Gesteines wirklich ein sehr guter war und daß mithin der äußere Schein in diesem Falle trügt. Der wenig feste Verband ist deshalb auch nur darauf zurückzuführen, daß die Elemente miteinander gar nicht verzahnt sind und wie in einem etwas lockeren Sandsteine nebeneinander liegen.

Eine Analyse der Knollen ergab folgende Werte:

	Prozent
$Si\,O_2$	79·90
$Al_2\,O_3$	17·20
$Fe_2\,O_3$	0·10
$Fe\,O$	1·31
$Ca\,O$	0·30
$Mg\,O$	0·07
$K_2\,O$	0·25
$N_2\,O$	0·21
Glühverlust	0·60
Summe	99 94

Bis auf die $Si\,O_2$, $Al_2\,O_3$, das $Fe\,O$ und den zwar auch geringen Glühverlust sehen wir alle restlichen Bestandteile wohl nur in Spurenform hier auftreten, die man eventuell auf Verunreinigungen oder zufällige Beimengungen zurückführen kann, denn die den Knollen anhaftende Biotithaut zum Beispiel war nie absolut vollkommen von diesen zu entfernen.

Das so riesenhafte Vorwiegen der $Si\,O_2$ und $Al_2\,O_3$ kommt mineralogisch in der Weise zum Ausdrucke, daß die Knollen so gut wie nur aus Quarz und Sillimanit bestehen. Nur ganz außerordentlich untergeordnet ist nämlich ein Biotitgehalt nachweisbar gewesen. Zumeist hatte man es eigentlich nur mit sehr seltenen Einschlüssen, sogenannten „Biotiteiern" im Quarze zu tun. Noch viel seltener als auf Biotit stößt man auf einen Turmalin, Zoisit oder auf einen Kies.

Die Querschnitte der Linsen zeigen den Quarz stets länglich, spindelförmig ausgebildet. Mit den Längsachsen ordnen sich die Körner untereinander parallel. Gleichzeitig sind sie parallel der Längsachse der Linsenquerschnitte. Die Art der Begrenzung des Quarzes ist unregelmäßig; in sehr vielen Fällen verlaufen die Grenzlinien geradlinig. Verzahnungen wurden nie angetroffen. Die Form der Quarzdurchschnitte ist also im allgemeinen jene, wie sie an diesem Elemente in Gesteinen beobachtet werden können, welche die Kontaktstruktur verraten. Flüssigkeits- und Gasein-

schlüsse fehlen dem Quarze. Um so zahlreicher sind zarte, zumeist mehr kurze Sillimanitnadeln darin anzutreffen. Manchmal ist er damit derart erfüllt, daß er selbst in guten Schliffen nur noch durchscheinend wird. Die erwähnten Biotiteinschlüsse sind im Querschnitte rund, eier- oder tropfenartig. Undulöse Auslöschungen konnte ich am Quarze nicht beobachten.

Der Sillimanit tritt außer als Einschluß im Quarze auch frei auf. Er bildet garbenartige etc. Aggregate, die sich an die Quarzkörner flaserartig anschmiegen und erstere voneinander trennen.

In einigen sehr seltenen Fällen wurde ein Mineral mit folgenden Eigentümlichkeiten angetroffen. Die Form war unregelmäßig, bald skelettartig, bald entfernt spindelähnlich. In verschiedenen Nuancen von Braun war es durchsichtig. Die Längsachse lag, wenn eine solche zu erkennen war, so wie beim Quarze angegeben wurde. Mit Sillimanitnadeln war das Mineral ganz erfüllt. Die spärlich beobachteten Trennungsflächen können als beiläufig parallel verlaufende Sprünge oder höchstens als eine sehr unvollkommene Spaltbarkeit gedeutet werden. Die Interferenzfarben waren sehr hoch. Die Auslöschung könnte mit Bezug auf die vermeintliche Spaltbarkeit vielleicht gerade sein. Die Beobachtungen im c. p. L. waren nicht ganz sicher. Manchmal schien es, als ob das Mineral einachsig wäre; manche Schnitte ließen dagegen auf eine zweiachsige Natur schließen oder es ist durch einen außerordentlich kleinen Achsenwinkel ausgezeichnet. Der Brechungsquotient war nahezu gleich jenem des Sillimanites. Vielleicht hat man es auch hier, wie pag. 218, mit Biotit zu tun, der dann eventuell eine der jüngsten Bildungen repräsentieren dürfte.

Die Grenze zwischen dem einschließenden Gesteine und den Linsen ist auch u. d. M. (fast) regelmäßig eine außerordentlich scharfe. Sie wird stets durch das Auftreten kurzer Biotitleistchen von gleichsinniger Lagerung gekennzeichnet, zu denen auch Limonit in feiner Verteilung hinzutreten kann. Der Biotit schmiegt sich mit der breiten Seite an die Linsen an und beide genannte Minerale bilden einen förmlichen Kranz um den Quarz-Sillimanitkern des Innern. Besagter Kranz entspricht der makroskopisch beobachteten Biotithaut der Linsen. Daß Elemente des einschließenden Gesteines die Biotit-Limonitgrenzschicht durchbrechen möchten, konnte nirgends (oder zumindest mit Sicherheit nirgends) nachgewiesen werden.

Zwischen dem Biotit-Limonitkranze und dem Quarz-Sillimanitinneren sieht man zumeist noch eine schmale Quarzzone interpoliert. Man beachte diesbezüglich den weißen Streifen in der Mitte des Bildes 4 auf Tafel V. In diesem wurden mehrmals ein Biotit, jedoch örtlich in sehr geringer Menge, und Spuren von Feldspat beobachtet. Im Gesteine von obiger Lokalität ist in dieser Zone kein oder nur auffallend wenig Sillimanit aufgetreten. Die Form des Quarz-Sillimanitkernes wiederholt die Umrisse der Querschnitte der ganzen Linsen. Während der Zusammenhang zwischen dem Quarz-Sillimanitkerne und der bezüglichen äußeren Quarzzone ein fester ist, hängt diese mit der Biotit-Limonithaut bedeutend weniger fest zusammen. Beim Herstellen von guten Schliffen

ist es sogar sehr schwer, den Zusammenhang der Linsen und des einschließenden Gesteines überhaupt zu erhalten. Gewöhnlich tritt eine Trennung von Linse und einschließendem Gesteine ein und an jedem bleibt nur ein Teil des Grenzkranzes haften.

Wie überhaupt auf das soeben beschriebene Gestein, so kommen wir auch auf die beiden Analysen später nochmals zurück. Hier möge nur noch nachstehende Umrechnung der letzteren eine Aufnahme finden.

In 436·58 Gewichtsteilen des Gesamtgesteines, also der Linsen und der diese einschließenden Masse fand ich 35·75 Gewichtsteile Knollen und 400·83 Gewichtsteile der letzteren. Auf 100% Gesamtfelsart entfallen demnach 8·19% Knollen und 91·81% von der einschließenden Substanz. In Analysenform bekäme dies etwa folgenden ziffermäßigen Ausdruck.

	I	II	III
	Prozent		
SiO_2	6·47	69·46	75·93
Al_2O_3	1·39	13·78	15·17
Fe_2O_3	0·01	0·44	0·45
FeO	0·11	0·47	0·58
CaO	0·02	0·23	0·25
MgO	0·01	0·05	0·06
K_2O	0·02	4·09	4·11
Na_2O	0·02	3·05	3·07
Glühverlust	0·05	0·60	0·65
Summe	8·10	92·17	100·27

Sub I führe ich im voranstehenden die berechnete chemische Zusammensetzung von 8·19% (bezw. 8·10%) Knollensubstanz an; sub II folgt das gleiche für 91·81% (bezw. 92·17%) von der die Knollen einschließenden Masse und sub III schließlich die berechnete Bauschanalyse des Gesteines, wie ich es im Terrain vorgefunden habe.

Im Wesen ergibt sich daraus keine besondere Abweichung der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteines (Analyse III) gegenüber jener der die Knollen einschließenden Substanz (Analyse pag. 240).

Südlich Chrast sehen wir an der Bahn den Biotitgneis fast genau nordsüdlich (h 11—12) streichen und östlich einfallen. Der Einfallswinkel betrug ziemlich konstant 40—50°.

Verfolgen wir nun dementsprechend unseren Quarz-Sillimanitknauern führenden Horizont aus der Gegend westlich von Chrast in der Richtung gegen Süd, beziehungsweise Südsüdost. Auf der ganzen Strecke im Tale von Chrast bis zur Mündung ins Sazawatal zeigt das Gestein den Habitus eines Biotitgneises; manchmal wird er sogar glimmerschieferartig. Aus der Natur der Sache folgt, daß hier das Gestein im Gegensatze zu jenem westlich von Chrast sehr biotitreich ist. Auch die schiefrige Textur ist Hand in Hand damit sehr vollkommen zur Ausbildung gelangt. In manchen Fällen ist der Biotitgneis aus der in Rede stehenden Gegend

makroskopisch sogar zum Verwechseln ähnlich einem analysierten Cordieritgneise vom Vranaberge bei Wilhelmov östlich Humpolec (cf. IV. Abschnitt). Ebenso zeigt sich oft auch u. d. M. eine vollständige Gleichheit oder Ähnlichkeit der Gesteine in mineralogischer und struktureller Hinsicht.

Trotz der Verschiedenheit der Ausbildung der Gesteine westlich von Chrast und jener aus dem Tale des Břevnicabaches findet man jedoch in beiden Gesteinsmodifikationen gleichsam als (gemeinsame) Leitbildungen die Quarz-Sillimanitknauern. Ein Umstand, der uns bei Berücksichtigung der dortigen Lagerungsverhältnisse wohl unbedingt zur Ansicht zwingt, beiderlei Modifikationen als geologisch vollkommen gleichwertige Bildungen zu deuten.

Die schönsten hierhergehörigen Gebilde fand ich im Tale des Břevnicabaches bei der Eisenbahnbrücke südlich Břevnic, und zwar am rechten Ufer desselben. Das Gestein verriet sich am Bache selbst so wie auf der Lehne durch zahlreiche herumliegende Blöcke. Die Quarz-Sillimanitknauern sind jedoch hier nicht nur nicht leicht, sondern sogar schwer aus dem Gesteine durch mechanische Eingriffe zu isolieren. Anders verhalten sich die Linsen den Atmosphärilien gegenüber. Nördlich bis nordöstlich vom Dorfe Schenkelhof findet man nämlich lokal massenhaft aus dem dortigen Biotitgneise ausgewitterte Quarz-Sillimanitknauern auf den Karrenwegen herumliegen.

Auch südlich von der Brücke bei Břevnic beobachtet man, wie gesagt, entlang der Bahnstrecke bis zur Ježekmühle mehrmals bezügliche Linsen im Biotitgneise. Ausdrücklich sei jedoch bemerkt, daß hier im Vergleiche zu den anderen schon erwähnten Punkten verhältnismäßig weniger derartige Gebilde angetroffen werden.

Im Sazawatale wurden Quarz-Sillimanitknauern im Biotitgneise östlich von der Hammermühle gefunden. Eine Tatsache, die in der Streichrichtung des Gesteinskomplexes in der dortigen Gegend eine hinlängliche Erklärung zu finden scheint. Knauernführende Biotitgneise treten jedoch auch knapp östlich von dem ersten Wächterhause an der Bahnstrecke Deutschbrod gegen Přibislau auf (K 410 oder im Bahneinschnitte südlich Řiha), beziehungsweise sie erscheinen auch am linken Sazawaufer, fast südlich von dem eben angeführten Bahneinschnitte und als Fortsetzung dieser Bildungen findet man sie schließlich im Tale des Schlapankabaches östlich von der Rosenmühle, beziehungsweise fast westlich von K. 460 und an der Bahnstrecke südöstlich von der Rosenmühle.

An allen diesen Punkten war das Gestein vorzüglich aufgeschlossen und anstehend beobachtet worden, am schönsten jedoch in zwei Schotterbrüchen im Schlapankatale östlich von der Rosenmühle am Fuße der Kuppe K. 460.

Da alle Vorkommen habituell mehr oder weniger mit letzterem übereinstimmen, wollen wir hier speziell dieses berücksichtigen. Wie es das Bild 2 auf Tafel IV zeigt, ist das Gestein deutlich schiefrig. Mit freiem Auge erkennt man Biotit, Quarz und Feldspäte als wesentliche Elemente. Besonders Quarz ist sehr viel vorhanden. Die Struktur ist feinkörnig.

In einer derart beschaffenen grauen Pseudogrundmasse liegen nun im Bruche weiß- oder hellweißgraue Quarz-Sillimanitknauern, deren Querschnitte aus dem angegebenen Bilde zu ersehen sind. Bald scheinen selbe mehr linsenförmig, bald mehr kugelartig zu sein. Auch zum Teile unregelmäßige Gebilde kommen vor. Wie das einschließende Gestein, so sind auch die Knauern schon makroskopisch deutlich schiefrig.

In dieser Hinsicht beachte man vornehmlich die Knauern im Bilde rechts. Die Schieferungsebenen in den beiderlei Bildungen liegen in einer und derselben Ebene. Auf einzelne beachtenswerte Ausnahmen wollen wir später zurückkommen.

Die mineralogische Zusammensetzung der Linsen ist dieselbe wie im Gesteine westlich von Chrast. Nur Biotit ist darin, zwar noch immer in geringer, allein doch in größerer Menge wie früher vorhanden. Hand in Hand damit ist indes auch das einschließende Gestein an diesem Elemente viel reicher geworden. Daher kommt die dunklere Farbe des Bildes 2 gegenüber jener des Bildes 1 auf Tafel IV. Wie im obigen Falle, so sehen wir auch hier zwischen der eigentlichen Quarz-Sillimanitsubstanz und dem einschließenden Gesteine eine Biotithaut auftreten.

Im Bilde erscheint selbe (im Querschnitte) als ein fast 1 *mm* breiter schwarzer Saum der hellen Knauern.

Auf angeschliffenen Gesteinsflächen bricht dieser zum Teile aus. Daher kommt es, daß in derlei Fällen zwischen den Knauern und dem einschließenden Gesteine gerne eine ganz flache Furche zur Ausbildung gelangt.

Erzeugt man künstlich eine Bruchfläche am Gesteine, so setzt diese über die Knollen hinweg, welche vollkommen intakt bleiben, das heißt, die Knollen zerbrechen nicht gleichzeitig mit dem sie einschließenden Gesteine. Eine derartige Bruchfläche sieht so aus, als ob dunkelgraue, mit Biotitschüppchen bedeckte, aus der Bruchebene hervorragende Kugeln zur Hälfte oder nicht einmal soviel in einer heller grauen wie fremdartigen Masse stecken möchten, denn mit dem einschließenden Gesteine sind die Knauern, wie schon vom Gesteine aus dem Břevnicatale gesagt wurde, viel inniger verbunden, als dies in jenem aus den Schottergruben westlich von Chrast der Fall ist. Den Verband löst hier auch der Verwitterungsprozeß schwieriger als bei Chrast.

Vergleicht man das einschließende Gestein aus den Schotterbrüchen östlich von der Rosenmühle mit sonstigen Biotitgneisausbildungen und mit manchen Cordieritgneisen im Bereiche unseres Kartenblattes, so fällt unwillkürlich die Gleichheit, beziehungsweise Ähnlichkeit dieses Gesteines namentlich mit manchen Biotitgneisen auf.

U. d. M. traten bei starker Einengung des Beleuchtungskegels die Feldspate der Pseudogrundmasse kräftig hervor; sie waren Orthoklas und Plagioklase. Die letzteren weisen bei der Bestimmung nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode auf ein sehr saures Glied hin. Bei der Kreuzstellung war zu beobachten

$\omega > \gamma', \varepsilon > \alpha'$. Folglich ist die Zusammensetzung desselben *Ab* . . . $Ab_8\ An_1$ — Albitreihe.

Der Biotit bildet sowohl im Feldspate als auch im Quarze tropfenartige, kreisrunde oder elliptische Einschlüsse. Sehr selten beobachtet man einen Muskovit.

In einigen wenigen, wegen zu geringer Korngröße schwer diagnostischen Schnitten scheint neben sicheren Vertretern der Epidot-Zoisitgruppe auch ein farbloser Granat vorzuliegen. Die Menge desselben ist in dieser Gesteinsmodifikation kaum beachtenswert.

Die Begrenzung der Elemente ist gerundet oder vollständig geradlinig. Die Bildungsfolge ist nicht mit voller Bestimmtheit anzugeben. Der Biotit scheint zwar der älteste Bestandteil zu sein; sehr fraglich ist jedoch die Bildungsepoche von Quarz und Feldspat, denn jeder der beiden bildet scheinbar Einschlüsse im anderen, was häufig wohl ein Trugphänomen sein dürfte. Spuren der Zersetzung sind am deutlichsten am Feldspate (Kaolinisierung) zu beobachten, obschon auch dieses Mineral nicht stark angegriffen erscheint.

Betreffs der Substanz der Knauern gilt für das Gestein aus den Schotterbrüchen östlich von der Rosenmühle alles schon früher diesbezüglich Vorgebrachte. Nur vom Biotit ist darin hier manchmal mehr vorhanden. Man erkennt die Schüppchen desselben schon mit freiem Auge. Diesbezüglich beachte man die dunklen Stellen in den Knauern des 2. Bildes auf Tafel IV. Namentlich die dunkelgrauen Streifen, die die Linsen im Sinne der Schieferung der einschließenden Substanz durchziehen, sind nur Biotit. In Schliffen parallel zur Schieferungsebene glaubt man vielmehr Sillimanitsubstanz erkennen zu können als quer zu jener. Sowohl einzelne Sillimanitnadeln als auch ganze Bündel derselben können bei vollständiger Wahrung ihrer Integrität aus einem Quarzkorne in das angrenzende hinübertreten.

In den Knauern äußert sich die Schieferung, wie zum Teile schon bemerkt, in der Weise, daß die spindelförmigen oder unregelmäßig (leistenförmig) länglichen Quarzdurchschnitte mit den Längsachsen der Leisten parallel gelagert sind. Sie können förmliche Lagen bilden, in denen der Sillimanit gar nicht oder in geringerer Menge vorkommt. Zwischen diesen Quarzlagen sehen wir dann Sillimanitbänder zur besonderen Entwicklung gelangen. Der Sillimanit kann jedoch zu Garben vereint die Quarze wie Augen einfassen. In dieselbe Ebene ist auch der wegen seinen größeren Dimensionen und Quantitäten manchmal deutlich sichtbare Biotit regelmäßig eingeordnet. Das Gefüge der Knauern ist mithin absolut sicher schiefrig.

Bezüglich der Grenzverhältnisse zwischen den Knauern und dem einschließenden Gesteine kann man sich auf folgende Ergänzungen beschränken. In der Regel war der Verlauf der Grenze sehr deutlich (cf. Bild 4 und 5 auf Tafel V). Diese bildet eine haarscharfe Linie, wie dies namentlich im Bilde 5, Tafel V, erkennbar ist. Wie im früheren Falle, so markierte selbe auch hier in der Regel der Biotit (Bild 4, Tafel V) und ein opakes Element. Ersterer bildete jedoch nicht immer einen geschlossenen Kranz. Er zeigte stellenweise, indes nur ganz ausnahmsweise, im Schliffe Lücken

(cf. rechtes Drittel der Äquatoriallinie im Bilde 6, Tafel V). Da war die Grenzbestimmung nicht stets absolut sicher.

Eine beachtenswürdige Ausnahme wird im Bilde 5 der Tafel V zur Veranschaulichung gebracht. Von links oben verläuft nach rechts unten durch das ganze Bild eine deutlich erkennbare scharfe Linie. Sie ist, wie angedeutet, die Grenze zwischen einer links (gegen den unteren Rand) sich ausbreitenden Linse und dem einschließenden Gesteine (rechte obere Bildhälfte). Der letztere Teil kann uns, nebenbei bemerkt, auch zeigen, wie der Verband der Elemente in der Pseudogrundmasse in diesem Falle sowie sonst konstatiert wurde. Die angedeutete Ausnahme besteht nun in der Tatsache, daß an der Grenze zwischen den in Rede stehenden Substanzen nicht Biotit, sondern ein Mineralaggregat auftritt, das zwar nicht absolut sicher bestimmbar war, denn seine Elemente waren zu klein, das aber wahrscheinlich als Sericit anzusprechen sein dürfte.

Wie schließlich auch bereits bemerkt wurde, fallen im allgemeinen die Schieferungsebenen der Knauern mit jener des einschließenden Gesteines zusammen. Es gibt jedoch auch Fälle, in denen dies nicht zutrifft. Die Strukturebene des einschließenden Gesteines kann mit jener der eingeschlossenen Knauern einen Winkel bilden, der bis 40° und darüber betragen kann.

Einen derartigen Fall soll uns in beschränktem Umfange das Bild 6 auf Tafel V vor Augen führen. Beiläufig mit der Äquatoriallinie des Bildes fällt die Grenze zwischen einer Linse und der Pseudogrundmasse zusammen. Die linken zwei Drittel der Grenzlinie werden durch die vorhandenen, im Bilde dunkelgrau erscheinenden Biotitlamellen gekennzeichnet. In dieser Gegend ist die genannte Linie ein wenig nach unten eingeknickt. Das rechte Drittel der Grenzlinie ist zwar auch im Bilde noch sehr deutlich als schwarze Linie zu sehen. Hier fehlt indes der Biotitbelag der Linse. Diese letztere nimmt demnach im Bilde die ganze untere Hälfte desselben ein. Der Rest der Figur zeigt uns das einschließende Gestein.

Die Schieferung in der Linse ist derart entwickelt, daß die Ebene der ersteren von oben nach unten gestreckt erscheint. Die Sillimanitfasern am unteren Rande verraten sie auch im Bilde noch deutlich. Anders liegt die Schieferungsebene im einschließenden Gesteine. Diese verläuft im Bilde von links oben nach rechts unten. In der bildlichen Darstellung ist dies weniger deutlich zu sehen. Markiert wird darin diese Richtung durch ein größeres Biotitblättchen am oberen Rande der Figur sowie durch die Richtung, welche das linke Drittel der oben geschilderten Grenzlinie erkennen läßt. In größeren Partien erscheint dieses Phänomen sehr deutlich.

Diesen Fall führe ich im IV. Abschnitte dieser Studie als unanfechtbaren Beweis für die Ansicht an, daß derartige Gesteinsausbildungen unmöglich durch einen Druck, und dies an ein und derselben Stelle, schiefrig geworden wären, falls man die Geltung der Theorie vom Dynamometamorphismus auf unsere Felsart ausdehnen wollte.

Auf die Deutung der beschriebenen Knauern und des einschließenden Gesteines kommen wir übrigens später im Schlußkapitel zurück.

4. Amphibolite

(nebst einem Anhange, umfassend einen Bronzitfels und einen Teil der Serpentinvorkommen).

Die Amphibolite sind körnig (grobkörnig bis fast dicht, so speziell die granatführenden und granatreichen Abarten) oder sie erscheinen verschieden deutlich schiefrig (und dann zumeist feinkörnig) entwickelt.

Nur in seltenen Fällen, wie südlich Čikanek bei Friedenau und besonders südöstlich Baštin, verraten die Amphibolite mitunter eine Art fast nuß- bis bohnengroßer Hornblendeeinsprenglinge, wodurch ihre Struktur porphyrisch wird.

Der Farbe nach sind die Amphibolite dunkelgrau, dunkelgraugrün bis fast schwarz.

Schiefrige Abarten zeigen sehr häufig einen lagenweisen Wechsel von an Hornblende reichen und armen bis fast ganz freien Lagen.

Nimmt das Gestein bei recht kleinem Korne und bei gleichzeitiger Verminderung des Hornblendegehaltes ein Pyroxenmineral auf (wie nordwestlich Smrdov und südwestlich davon in der östlichen Bahnböschung u. a. a. O.), so ist bei der geologischen Feldarbeit die Stellung der Diagnose für das einzelne Lesesteinhandstück sehr schwer. Man weiß dann nämlich oft nicht, hat man es mit einem pyroxenführenden Amphibolite oder mit einem amphibolreichen Kalksilikatfelse zu tun. Dazu kommt noch der mißliche Umstand, daß vielerorts (so zum Beispiel östlich Čejov, südlich K. 540) einmal derselbe Feldlesestein lagenweise bald als Kalksilikatfels und bald als Amphibolit bezeichnet werden kann. Also ein gleiches Auftreten, wie es Becke für seine Augitgneise [1]) (Kalksilikatfelse, l. c., XIII. Bd., pag. 455) anführt.

In verschiedenen Mengen feldspatführende Amphibolite zeigen auf angewitterten Flächen mitunter ein blatternarbiges Aussehen. So beobachtet: an der Bahn östlich Smrdov; östlich Guttenbrunn; bei „Peter" nordöstlich Deutschbrod; beim Juselhofe nördlich von der genannten Stadt; nordöstlich Riedelhäusel und westlich Schlappenz.

Durch die Umwandlung des Amphibol-, beziehungsweise Pyroxenminerals in Serpentin entstehen Übergänge zum reinen Serpentin. Das Vorhandensein von sehr stark kaolinisiertem Feldspat und von Pyroxen oder eines der beiden Bestandteile verrät dann zwar das ursprüngliche Substrat, allein dies erst u. d. M.

Das erste Stadium der Serpentinisierung wurde sehr schön an Lesesteinen beobachtet, die fast genau westlich von Borau am rechten Ufer des gegen Horky železné fließenden Baches dort gefunden werden, wo der zweite Hohlweg beginnt, falls man von der

[1]) Tschermaks Min. und petrogr. Mitt. IV. Bd., 1882, pag. 367.

Landstraße (K. 530) am rechten Ufer talabwärts geht. Der Pyroxen wurde als Diallag gedeutet. Ob dieser Amphibolit (Serpentin) übrigens mit allen anderen zu identifizieren ist, scheint zumindest fraglich zu sein. Da scheint nämlich ein Olivin aufzutreten und die geradlinige Begrenzung der Elemente läßt im Vergleiche zu anderen Amphiboliten zumindest viel zu wünschen übrig. Dieser Zweifel ist um so berechtigter deshalb, weil etwas westlich von der Gabelung des angeführten Weges, indes noch vor dem nächsten Tälchen, ein ganz dioritisch aussehender Amphibolit gefunden wurde, dessen Bestandteile gar keine Spur einer geradlinigen Begrenzung aufweisen und der vielleicht von einem Hornblendediorite herstammen könnte.

Bei der mikroskopischen Untersuchung erwiesen sich die Amphibolite als aus Hornblende und zum Teile aus Feldspat und Quarz als wesentlichen Bestandteilen sowie ferner untergeordnet aus Granat, Zoisit, Titanit, Magnetit, Apatit und endlich auch teilweise aus Pyroxen zusammengesetzt.

Spaltblättchen der Hornblendeeinsprenglinge aus dem Gesteine südwestlich Baštin ergaben in zwölf Fällen auf 110 eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 12° 23'. Die Körperfarbe ist dunkelgraugrün. Im durchfallenden Lichte ist die Hornblende blaß(grau)grün. Sieben Spaltblättchen von Einsprenglingen desselben Minerals aus dem Amphibolite südlich Čikanek bei Friedenau verrieten auf 110 eine Auslöschungsschiefe von durchschnittlich 14° 45'. Körperfarbe dunkelgrün; im durchfallenden Lichte verschiedene Nuancen von schwach bräunlich Grün.

Die Hornblenden aus grobkörnigen (dioritisch aussehenden) Amphiboliten, die keine porphyrische Struktur verrieten, ließen in zwei Fällen (je sechs Messungen) auf 110 Auslöschungsschiefen, wie folgt erkennen: an der Straße zwischen Humpolec und Heralec östlich von Duby 9° 35' und nordnordwestlich Rosochatetz, südwestlich Čachotin 16° 17'. — Die Körperfarbe ist in beiden Fällen dunkelgrün.

Blaue Hornblende, (?) Karinthin wurde in den Proben von folgenden Lokalitäten beobachtet: nordwestlich Smrdov, südwestlich davon in der östlichen Bahnböschung, nordöstlich Smrdov und nordwestlich Lubno, sowie von der Kuppe nördlich Peklo, beziehungsweise südlich Habern.

Die Hornblende ist u. d. M. stets in Form unregelmäßiger Körner- oder Stengel vorgelegen. Spuren einer krystallographischen Begrenzung zeigt sie nur in der Prismenzone. Trotzdem ist die Konturierung (fast) stets geradlinig nach Art der Minerale in Kontaktgesteinen. Wo die Hornblende Einschlüsse führt, sind auch diese ausgesprochen geradlinig begrenzt. Von einer Verzahnung ist keine Spur zu beobachten. Als Einschlüsse beherbergt sie Quarz, Feldspat, Biotit, Erze (Magnetit, ? Titaneisen mit Leukoxen), Titanit und, wie es schien, Apatit.

Eine Art pegmatitischer Struktur entsteht durch die Verwachsung einzelner Individuen der Hornblende mit Feldspat.

Der Feldspat, dessen Menge sehr wechselt, ist sehr frisch und wie als Hornblendeeinschluß so auch sonst überhaupt geradlinig begrenzt und mit Quarz leicht zu verwechseln, falls ihn nicht die Zwillingsstreifung verrät. Die symmetrische Auslöschungsschiefe der Zwillinge nach dem Albitgesetze, bezogen auf die Zwillingsgrenze, wurde indes in einigen Fällen wie folgt bestimmt: 33°—36° (südsüdöstlich Humpolec, etwas südlich K. 606), beziehungsweise 25°—32° (südsüdöstlich Humpolec, nördlich K. 526, beim J. H. am Wege von Humpolec zum Wystrkowberge, Lesesteine). In diesen Fällen gehört er dem basischen Pole der Feldspatreihe an und kann für Anorthit gehalten werden.

Der Granat läßt schon dem unbewaffneten Auge seine rötliche Farbe erkennen. Er tritt in Körnerform auf.

U. d. M. lösen sich sehr viele in ein Aggregat zweier oder mehrerer blaßrosa gefärbter, stets unregelmäßig begrenzter Körnchen auf. Jede einzelne solche Gruppe erscheint nun von einem Feldspathofe, der auch Quarz führen kann, umgeben. Erst außerhalb dieses Hofes tritt dann wieder die Hornblende auf. Darin ist sie selten oder nur in geringer oder zumindest evident kleinerer Menge zu beobachten. Zwischen die Granatkörner derselben Gruppe schieben sich mitunter Feldspäte ein. Bemerkenswert ist es, daß in den in Rede stehenden Feldspathöfen ein ziemlicher Gehalt an Erzen (darunter sicher Magnetit) zu finden ist. Erwähnt sei ferner, daß die Feldspäte (und Quarze) auch in diesen Höfen im schreienden Gegensatze zu den Granatkörnern stets geradlinig begrenzt erscheinen (K. 493 links an der Straße, die nach Břevnic führt).

Bei einer anderen Ausbildung der zentrischen Struktur tritt die Hornblende unmittelbar an die Granatkörner heran. Auch findet sie sich hier neben Titanit und Magnetit sogar als Einschluß im Granat. In diesen beiden Fällen kann sie ihre (sonst so häufige) geradlinige Begrenzung ganz einbüßen. Die Hornblende kann sich aber, wo sie knapp an den Granat angrenzt, auch zerfransen. Die Fransen stehen dann sehr häufig senkrecht auf der Grenzlinie des Granates (im Schliffe). Zwischen den einzelnen Fransen tritt ferner noch ein Feldspat auf (nördlich Rosenmühle bei Deutschbrod). Dies wäre jene Ausbildung der zentrischen Struktur, die Becke auch im Eklogit von Altenburg beobachtete (l. c., pag. 318 und Taf. III, Fig. 12).

Proben westlich von Říha bei Deutschbrod zeigen folgendes, teilweise modifiziertes Bild. Der Granat liegt in einem Aggregate, das aus Hornblende und Feldspat besteht. Beide letztere Minerale „wurzeln" förmlich auf dem Granat und strahlen (in Form kurzer Leistchen) förmlich von demselben aus. Von den kleinen wurmartig aussehenden Hornblendebildungen löschen manche gleichzeitig aus (wie im Altenburger Eklogit, l. c., pag. 318), allein nicht alle.

Derlei Gruppen werden in ihrer Gesamtheit von einem Feldspat (Quarz-Feldspat)-„Kranze" umgeben und erst außerhalb dieser letzteren „Kränze" tritt dann wieder die grüne Hornblende auf. Wie der Feldspat-„Kranz" in typischer Ausbildung ganz horn-

blende- und erzfrei zu sein pflegt (im Gegensatze zu den Feldspathöfen um den Granat aus dem Gesteine von K. 493, links an der Straße, die nach Břevnic führt), so zeigt umgekehrt die Hornblendeumrahmung keine farblosen Silikate. Dafür beobachtete man darin starke Erzanreicherungen. In manchen Fällen scheint (westlich Řiha) das Granatzentrum zu fehlen (wie im Altenburger Eklogit). Ich wage es jedoch nicht dies als Tatsache hinzustellen, da ich stets wenigstens recht kleine Granatkörner in der Mitte beobachten zu können wähnte.

In manchen solchen Fällen kann übrigens vielleicht das Granatzentrum von einem Erze (Magnetit) vertreten werden. Wir werden später sehen, daß auch der Magnetit als Strukturzentrum auftreten kann (nördlich Rosenmühle bei Deutschbrod).

Nördlich K. 502 und südlich vom Schlosse Kwasetitz erscheint der Granat des Granatamphibolites zumeist ganz unregelmäßig und nur in seltenen Fällen etwas geradlinig begrenzt. Von einer zentrischen Struktur ist da keine Spur.

Nordnordwestlich Uhry, südlich Přibislau waren im Granat spitz zulaufende Leistchen eines gelbbraunen Minerals beobachtet worden, das allem Anscheine nach Rutil sein dürfte. Eine Spaltbarkeit in der Längsrichtung, ein sehr breiter schwarzer Rand, manche waren fast ganz schwarz, und gerade Auslöschung waren daran zu erkennen. Die Absorption war in der Längsrichtung merklich stärker als quer dazu.

Das Pyroxenmineral verriet sich durch eine sehr schiefe Auslöschung und durch die Pyroxenspaltbarkeit. Quer zu dieser verlief eine, die man als parallel zur Basis halten kann. Das Mineral war fast farblos bis sehr blaßgrün gefärbt, verriet keine Spur eines Pleochroismus und war zumeist unregelmäßig begrenzt. Der Brechungsquotient war groß, die Doppelbrechung sehr stark. Parallele Verwachsung (nicht Umwandlung!) des Pyroxens mit (blauer) Hornblende war nur selten (nordwestlich Smrdov) zu beobachten. In der Nachbarschaft von Quarz und Feldspat war obiger wie zerfressen. Vielleicht könnte der Pyroxen mit diesen Eigenschaften als Salit gedeutet werden.

Der Magnetit bildet ganz unregelmäßige Formen. Mitunter ist er nur am Rande, manchmal aber in der ganzen Ausdehnung wie ein Sieb durchlocht und von winzigen unerkennbaren Bildungen erfüllt. Im Gesteine von K. 486 südwestlich (bei) Pfaffendorf bildet er reizende Strukturzentra von folgender Ausbildung. Die Magnetitkörner verästeln und zerfasern sich am Rande. In den Lücken tritt einheitlich auslöschende braune Hornblende auf oder es sind diese mit einem farblosen Bestandteile ausgefüllt, der Quarz oder Feldspat oder auch beides sein kann. Solche Gruppen können jedoch auch als Kerne in Schalen liegen, welch letztere als Aggregate der verschiedenen anderen wesentlichen Gemengteile anzusprechen sind. Hier vertritt also der Magnetit den Granat bei sonst typischer Ausbildung der zentrischen Struktur, wie sie Rosenbusch in seinen „Elementen“ in Fig. 93 (I. Aufl.) darstellt.

Über Zoisit, Apatit und Titanit ist nichts besonders charakteristisches anzuführen. Titanit ist mitunter sehr reichlich vorhanden.

Es wurde bereits oben pag. 187 bemerkt, daß manche Feldlesesteine ein blatternarbiges Aussehen besitzen. Auf frischen Bruchflächen solcher Proben erscheinen statt dieser „Narben“ heller gefärbte Flecke. Deshalb neigt man den ersten Augenblick im Felde gerne zur Ansicht hin, daß auf den alten Bruchflächen einzelne Individuen irgendeines Minerals (dabei denkt man an Granatpseudomorphosen) auswittern. Das Material von der Stelle nordöstlich Riedelhäusel und westlich Schlappenz zeigt nun im Gegensatze zu obiger Vermutung u. d. M. folgende Verhältnisse.

Das Gestein ist ein reiner Amphibolit (Hornblendefels), falls wir von den in Rede stehenden zahlreichen helleren Flecken absehen. Es besteht nämlich fast ausschließlich aus (nahezu nur) geradlinig begrenzten Hornblendebildungen und etwas Erz. Genannte hellere Flecke sind dagegen Quarz-Feldspatnester mit sehr zurücktretendem Hornblendegehalte. Auch beide farblose Elemente sind nur geradlinig begrenzt. Von einer Verzahnung ist keine Spur zu beobachten.

Am Quarz und Feldspat ist weiters keine besondere Eigentümlichkeit zu bemerken. Die Hornblende der Nester ist zumeist (bei geradliniger Begrenzung) leistenförmig entwickelt oder sie bildet „Tropfen“formen oder sie ist schießlich auch in äquidimensionierten Körnern vorgelegen. Die leistenförmige Hornblende ist in unseren Feldspat„nestern“ radial gestellt. In manchen Fällen bildet sie mehrere koncentrische Kreise. Beim Juselhofe, nördlich Deutschbrod sind die „Nester“ nur mosaikartige, Aggregate bildende Quarz- und Feldspatanreicherungen, in denen tropfenförmige oder auch geradlinig begrenzte Erzpartikelchen liegen. Nach der Beschreibung und Abbildung entsprechen in Rede stehende „Nester“ den gleichbenannten Bildungen aus dem Eklogit von Altenburg (Becke l. c., pag. 319 und Taf. III, Fig. 13 u. 14).

Die Form und das Auftreten des Quarzes sind dieselben wie beim Feldspate. Auffallend ist seine Reinheit, das heißt, seine Freiheit von Flüssigkeitseinschlüssen.

Sieht man vom Kreide- und Granitgebiete unseres Aufnahmsterrains ab, so kann man im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod kaum eine Tour angeben, auf der man nicht auf Amphibolite stieße. Trotzdem wurden sie jedoch nur in folgenden wenigen Fällen gut aufgeschlossen angetroffen: am nördlichen Teile des Berges Peklo südsüdöstlich Habern, südlich Woleschnitz bei Okroulitz, an der Bahnstrecke südlich Pohled[1]), auf der Anhöhe östlich Polsko links an der Straße, die von Deutschbrod nach (Süden) Steken führt, nördlich Deutschbrod an der Straße beim sogenannten Ziegelteiche, südöstlich Deutschbrod beim Spitalhofe, westlich Friedenau und südlich

[1]) Fr. Slavík, „Prahory východně od Světlé nad Sázavou“, Živa, Prag 1896, pag. 311.

Čikanek, bei K. 486 südwestlich bei Pfaffendorf, bei K. 509 nordwestlich bei Schachersdorf, in den Ortschaften Brskau, Böhmisch-Gablonz und Pořič, im Tale südwestlich Groß-Lossenitz und nördlich davon, westlich Böhmisch Schützendorf und östlich Siebenthan, nordwestlich Rosochatetz und südöstlich Čachotin fast bei K. 566 und in der Umgebung von Železné Horky westlich Borau. Dies sind meines Wissens alle zur Zeit des Ambulanzdienstes im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod bestandenen, und zwar künstlichen Aufschlüsse; einen schlechten natürlichen fand ich nur am Wege südwestlich Kojetain. Alle sonstigen Eintragungen erfolgten auf Grund beobachteter Blöcke oder Feldlesesteine.

Die geologische Erscheinungsweise der Amphibolite ist in unserem Schiefergebirge ein linsenförmiges oder lagerartiges, und zwar dort, wo diesbezügliche genauere Beobachtungen möglich waren, wie: am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes, auf dem „Peklo" südöstlich Habern, südwestlich Kojetain, in Brskau und Böhmisch-Gablonz mit strenger Einhaltung der Hauptstreichungsrichtung von Nord nach Süd und danach durchschnittlich östlichem Einfallen.

Wie noch später darauf hingewiesen werden soll, sind unsere Amphibolite fast stets in Gesellschaft mit Kalksilikatfelslesesteinen angetroffen worden. Dies und die Art, wie die Amphibolite im allgemeinen beobachtet wurden, sind die Gründe, weshalb sie in der geologischen Kartendarstellung nicht von jenen getrennt werden.

Ich bin mir bei diesem Vorgange sehr wohl bewußt an so manchen Stellen wahrscheinlich verschiedenes zu einer Einheit zusammengefaßt zu haben. Dabei kann ich jedoch mit vollem Rechte darauf hinweisen, daß eine kartographische Zweiteilung dagegen fast bestimmt oft Gleiches zerrissen und Ungleiches vereint[1]) hätte. Angesichts dessen schien es mir nun ratsamer einem vorläufig erreichbaren Ziele zuzustreben und detailliertere Studien späteren Forschungen zu überlassen, die auf unseren Erfahrungen fußend neuen Erkenntnissen nachzustreben berufen sein werden und sowohl im allgemeinen wie auch in diesem speziellen Falle noch reichlich Gelegenheit haben werden Neues zu schaffen.

Im nachstehenden folge deshalb nur eine textliche Klassifikation, die als Resultat der mikroskopischen Studien aufgefaßt werden möge und sicher zahlreicher Ergänzungen fähig wäre.

Als (reine oder nahezu reine) Hornfelse und zum Teile Hornblendeschiefer erwiesen sich die Proben vom westlichen Gehänge des Peklo genannten Hügels südlich Habern. Die Proben von der Kuppe selbst sind jedoch als pyroxenführende Amphibolite mit teilweisem Gehalte an Feldspat und Quarz zu benennen. Das Streichen dieses Amphibolitzuges ist ein südöstliches mit nordöstlichem Einfallen. Fast reiner Amphibolit

[1]) Dies würde also nur eine Verdoppelung des Fehlers im Falle irriger Deutungen, die gewiß unvermeidlich wären, involvieren!

wurde weiters im Gelände westlich vom sogenannten „Ziegelteiche" nördlich Deutschbrod in Form von Blöcken vorgefunden. Dagegen verrät sich das Gestein, welches sich am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes teils anstehend an der Verzweigung der Straße, die nach Chotěboř, beziehungsweise nach Břevnic führt, teils als Lesesteine auf den östlichen, anstoßenden Feldern vorfindet, bald als Granatamphibolit, bald als Amphibolit mit und ohne Pyroxen und schließlich auch als ein Amphibolit der wegen des Gehaltes primärer Karbonate als Kalksilikatfels bezeichnet werden mag. Ein Granatamphibolit speziell ist das Gestein bei K. 493 links an der Straße, die von Deutschbrod nach Břevnic führt.

Fast reinen Amphibolit findet man schließlich auch rechts am Wege, der von der Nordwestbahnstation Rosochatetz nach Čachotin führt, fast bei K. 566. An genannter Stelle ist der Amphibolit auch zum Teile in Serpentin umgewandelt.

Die Gruppe der plagioklas- und quarzführenden Amphibolite ist die verbreitetste und ihre Vertreter kann man als Lesesteine überall im Kartenbereiche antreffen. Alle Unterabteilungen können sogar nur als Abarten dieser Ausbildung aufgefaßt werden.

Granatamphibolite, die einerseits in Granatfelse und anderseits in Amphibolite (mit oder ohne Quarz und Feldspat) übergehen, treten in größerer Verbreitung auf der Anhöhe südlich Uttendorf und nordnordwestlich Uhry (westlich Přibislau) auf. Auf den Böschungen des Grabens, der von Uttendorf zur Sazawa führt, sind die Amphibolite zum Teile in Serpentin umgewandelt. Gut aufgeschlossene Amphibolite und Granatamphibolite kann man ferner in den Steinbruchanlagen bei K. 506 und 509 bei (nordnordwestlich) Schachersdorf und östlich von der Straße, die von Deutschbrod nach Steken führt, auf der Anhöhe von Polsko antreffen.

Der Granatamphibolit von K. 460 westlich Böhmisch-Schützendorf, dann jener südlich Čikanek und nordwestlich Friedenau und schließlich die Feldlesesteine von K. 489 südöstlich Schlappenz seien hier deshalb speziell genannt, weil sie zum Unterschiede von anderen Granatamphiboliten, die nur grüne Hornblende führen, in verschiedenen Mengen auch braune Hornblende aufweisen. Von sonstigen Vorkommen gehören hierher: westlich K. 530 bei Borau, westnordwestlich von Borau am rechten Ufer des dortigen Baches, nordöstlich Horky železné, südöstlich Baštin bei Friedenau, westlich Řiha und bei Peter nordöstlich von Deutschbrod, nördlich Rosenmühle beim Deutschbroder Bahnhofe, nordwestlich Břevnic südlich K. 505, an der Weggabelung nördlich K. 502 und südlich Kwasetitz, südöstlich Hammerhöfel (Sračkov) am Wege gegen Linden, westlich Schlappenz im Tale zu Bosowitz an der Straße, östlich Altrichter und nordöstlich Blumendorf, nordöstlich K. 522 und östlich Blumendorf, östlich K. 567 südlich Deutsch-Gablonz, südöstlich K. 521 östlich Schachersdorf und im Walde K. 503 südöstlich Schlappenz.

Pyroxenamphibolite kommen vor: nördlich Pohled, wie oben bemerkt, auf der Kuppe „Peklo“ und am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes, in Gesellschaft mit Amphibolit und Granatamphibolit südlich Čikanek bei Friedenau an der Schlapanka, nordwestlich Proseč nördlich Steinsdorf, am östlichen Ende von Přibislau (diallagführende Lesesteine), K. 460 westlich Böhmisch-Schützendorf (zum Teile Amphibolite und Granatamphibolite; zum Teile schon in Serpentin umgewandelt); nordwestlich Smrdov und schließlich südwestlich davon im östlichen Bahngelände.

Die letzten zwei Vorkommen könnten übrigens ebensogut als augitführende Amphibolite wie auch als amphibolführende Kalksilikatfelse aufgefaßt werden.

Anhang. Bei K. 469 westlich Böhmisch-Schützendorf findet man in einer Grube einen zum größten Teile serpentinisierten Bronzitfels. Das noch frische Material ist graugelb bis dunkelgrau (fast schwarz) gefärbt und mittelgrobkörnig struiert. Der schön fett, beziehungsweise seidenglänzende Bronzit kann mit freiem Auge erkannt werden. Neben dem Bronzitfelse tritt der schon oben erwähnte Granatamphibolit mit brauner Hornblende und fast farblosem Pyroxen und Serpentin sowie massenhafter faserig ausgebildeter Asbest auf. Die Fasern sind mikroskopisch, sie können jedoch auch bis 1 *cm* lang werden.

Wie schon eingangs bemerkt, sind fast über das ganze Gebiet der beiden östlichen Sektionen zahlreiche Serpentine zerstreut. Von diesen sollen hier nur folgende Vorkommen speziell angeführt werden. Von K. 561 westlich Běla; wegen den noch erhaltenen Pyroxenen und Granaten. Südlich K. 471 nordnordwestlich Tuchwalke in Ober-Wěschnitz; da hier der Serpentin sicher als Umwandlungsprodukt eines Amphibolites zu erkennen ist. Erhalten ist nämlich noch ziemlich viel fast farblose Hornblende und zwei farblose Minerale mit sehr großem Lichtbrechungsvermögen und starker Doppelbrechung (?Olivin und Pyroxen). Im Walde bei K. 503 südöstlich Schlappenz mit vermutlichen sehr kleinen Pyroxenresten. Östlich Schachersdorf, bevor man zum Walde kommt. Hier findet man Serpentinlesesteine in Gesellschaft mit solchen von Amphibolit und Granatamphibolit. Südwestlich K. 530 bei Borau; Anfangsstadium der Serpentinisierung eines Pyroxenfelses. Westlich Böhmisch-Schützendorf bei K. 469; cf. oben Bronzitfels.

Verwendung. Amphibolite und Serpentine sowie die folgenden Kalksilikatfelse werden als Straßenbeschotterungsmaterial verwertet, soferne ihre übermäßige Härte die Gewinnung nicht zu sehr verteuert. Leider ist besonders der feinkörnige Amphibolit, der keine Schieferung aufweist, in runden Blöcken mit den zur Anwendung kommenden primitiven Werkzeugen oft nicht zu zerkleinern.

5. Kalksilikatfelse.

Unter dem Titel der Kalksilikatfelse fasse ich alle jene Gesteine zusammen, die mit Ausschluß vereinzelter Vorkommen (wie östlich K. 475 östlich Deutsch-Gablonz, respektive südlich Přibislau u. a. m. a. O.) im Gegensatze zu den Amphiboliten mit Bezug auf die übrigen Gesteinsgemengteile wenig oder gar keine Hornblende führen. Sonst sind die Kalksilikatfelse unseres Gebietes mineralogisch mit den Amphiboliten analog zusammengesetzt. Lokal (wie zum Beispiel am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes) erscheinen sie sogar in Aufschlüssen mit diesen durch vermittelnde Zwischenglieder in der Art verbunden, daß Proben aus ein und demselben (aufgeschlossenen) Gesteinskörper, von verschiedenen Stellen entnommen, bald als Amphibolite und bald als Kalksilikatfelse gedeutet werden können. Allgemein werden die letzteren als Lesesteine fast stets dort beobachtet, wo derlei Funde von Amphiboliten angetroffen werden und Anlaß zu ihrer Ausscheidung gaben.

Obschon extreme Formen der Amphibolite und Kalksilikatfelse stets und mit Leichtigkeit erkennbare Unterscheidungsmerkmale verraten, ist nach obigem und wie bereits pag. 248 betont wurde, die Grenze zwischen beiderlei Gesteinen trotzdem sehr wenig ausgeprägt. Die Scheidung bekommt überaus leicht eine subjektive Färbung.

Die voranstehend angeführten Tatsachen und der Mangel an einer genügenden Zahl sicherer, guter Aufschlüsse waren also, wie auch bereits oben pag. 253 angedeutet, die Beweggründe, weshalb die Kalksilikatfelse in der Karte mit den Amphiboliten zusammengezogen erscheinen.

In der weit größten Mehrzahl der Fälle sind die Kalksilikatfelsvertreter grünlich, hellgrünlichgrau, graugrün oder grau, partienweise auch rötlich gefärbt. In ganz vereinzelten Fällen sind sie dunkelgrau oder weiß und schwach grünlich gesprenkelt. Eine solche sehr calcitreiche Probe habe ich der Freundlichkeit des Herrn Bürgerschuldirektors G. Kobliha in Humpolec zu verdanken. Sie stammt angeblich vom „südwestlichen, der Stadt Humpolec zugewendeten Gehänge des Orlikberges", also von dort, woher F. Katzer seinen Wollastonit aus einem „wie es scheint, in der Kontaktzone dort dem eigentümlichen Granitgneise eingeschalteten" Kalksteinlager beschrieb[1]). Durch eine eventuelle Zersetzung der *Fe* führenden Kalksilikate tritt auch eine braune Färbung auf.

Gar nicht selten ist übrigens ein lagenweiser Wechsel von farbigen und farblosen Bestandteilen zu beobachten. Mitunter mischen sie sich jedoch auch zu unbestimmt wolkigen Gemengen.

Die Feldlesesteine zeigen häufig auf angewitterten Flächen infolge Auswitterung einzelner Elemente (Quarz und Granat) ein blatternarbiges (wie zelliges) Aussehen.

---

[1]) F. Katzer, „Beiträge zur Mineralogie Böhmens". Tschermaks min. u. petr. Mitteilungen, XII. Bd., 1892, pag. 419.

Unter den gefärbten Silikaten springt außer der eventuell in verschiedenen Mengen vorhandenen Hornblende besonders oft ein hellgrüner Pyroxen (Salit) in die Augen. Der schmutzig rot gefärbte Granat bildet unregelmäßige Gruppen. Dasselbe gilt in einzelnen Fällen vom Quarz. Sonst tritt als wesentlicher Gesteinsgemengteil nur noch ein Feldspat auf.

An der Straße gegen Lustig-Saar (südliche Böschung) südlich Lučic wurde ein graues, schwarzgefiecktes Gestein gefunden, das sich u. d. M. als eine an Kalksilikaten sehr arme, wahrscheinlich kontaktmetamorphe sandstein-, respektive quarzitähnliche Probe erwies. Die Quarzkörner kann man darin eben noch mit freiem Auge unterscheiden. Diese bilden den weitaus überwiegenden Bestandteil des Gesteines. Der Form nach sind sie u. d. M. teils eckig, teils rund und liegen in einem Kitte. Dieser besteht seinerseits wieder aus kleineren Quarzkörnern, vereinzelten Feldspatbildungen und aus authigener grüner Hornblende. Die letztere speziell lag vereinzelt in ziemlich großen Individuen vor, die wie zerfressen aussahen und in deren Lücken Quarzkörner eingebettet lagen. Die letztgenannten zeigen zwar noch Flüssigkeitseinschlüsse, allein man sah massenhaft auch Interpositionen in Formen, wie sie Quarze in sächsischen kontaktmetamorphen Gesteinen aufweisen (Tropfen- und Eiergestalt). Sonstige Bestandteile waren Titanit, Epidot, (?) Zirkonkörnchen und Erze (Magnetit?).

Als Kalksilikatfelse deutete ich also nach dem Gesagten in der Regel nur Felsarten, wie sie zum Beispiel Becke[1]) als Augitgneise des Waldviertels beschrieb oder wie sie Rosiwal[2]) „aus dem krystallinischen Gebiete des Oberlaufes der Schwarzawa" zum Teile als Dioritschiefer, augitreiche Amphibolite, als Hornblendeschiefer, zum Teile als Kalksilikatfelse (pag. 141), als Pyroxenite, respektive nach Beckes Vorgange als Augitgneise, Granatpyroxenite, als Granatfelse und schließlich auch als Amphibolpyroxenite benannte.

Mit Rücksicht auf den Umstand, daß ein Gestein südlich Pohled (ostsüdöstlich Swětla) einen der so selten im Bereiche unseres Blattes aufgeschlossenen Kalksilikatfelse repräsentiert, deshalb mögen hier darüber einige genauere Angaben folgen. Ungefähr 3 *km* ostsüdöstlich von Swětla an der Sazawa ist an der Bahn ein relativ großer Steinbruch eröffnet. Darin unterscheidet man, wie schon Slavík[3]) bemerkt, dunkelgraue und hellgrünlich, beziehungsweise in wolkigen Partien blaßrötlich gefärbte, sonst grünlichgraue, wechsellagernde, unter einem Winkel von durchschnittlich 40° gegen Ost (Nordost) einfallende Schichten.

F. Slavík bezeichnete das grünliche Gestein, mit dem die Nordwestbahn den Bahnkörper zwischen Swětla und Okroulic im Stande hält, als einen dem Granulit naheverwandten (malakolithischen) „Pyroxengneis". Das dunklere Gestein dagegen wird von

[1]) Tschermaks min. u. petrogr. Mitteil., XIII. Bd., pag. 455.
[2]) Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A. 1894, pag. 141, und ebenda 1895.
[3]) „Prahory východně od Světlé nad Sázavou", pag. 311. Živa 1896. Prag.

demselben als sehr feinkörniger Gneis mit beträchtlichem Biotitgehalte benannt. In den Hohlräumen und auf den Klüften bildet ein braunroter oder bräunlich rosa gefärbter Granat (Grossular) nach Slavík zierliche Kryställchen (∞ O 202). Neben Grossular fand der Genannte in seinem „Malakolithgneise“ auch Zinkblende.

Das Kalksilikatlager (Slavíks Pyroxengneis) und den Biotitgneis durchsetzen in h 7—8 mit nordöstlichem Einfallen zwei Granitadern, die sich in mehrere Apophysen spalten und nach oben in Pegmatite übergehen.

Als Bestandteile der hierhergehörigen Felsarten erweisen sich auf optischem Wege *a*) in den amphibolitischen Varietäten grüne Hornblende, Plagioklase, Quarz, blaßgrüne Pyroxene (Salit, Malakolith), Epidot (Zoisit), Titanit (mitunter in sehr großer Menge), untergeordnet Granat und Apatit, Magnetit und primärer Calcit; *b*) in den pyroxenreicheren Abarten tritt die Hornblende mehr zurück oder fehlt ganz; dafür treten dann in verschiedenen (größeren) Mengen rötlicher Granat und hie und da Skapolith, Wollastonit und Biotit neben einem Mineral auf, dessen Natur optisch nicht eruierbar war, und das unten genauer angegebene Eigenschaften verriet.

U. d. M. zeigen die einzelnen Elemente der Kalksilikatfelse nur dann eine unvollkommene, krystallographische Begrenzung, wenn sie an Calcit stoßen. Sonst sind sie unregelmäßig, allein fast stets, und speziell in den amphibolitisch aussehenden Varietäten, geradlinig begrenzt.

Die Merkmale jener Elemente, die auch in den bereits oben besprochenen Amphiboliten auftreten, sollen hier nicht nochmals erörtert werden. Es sei deshalb an dieser Stelle kurz auf jene verwiesen.

Der Skapolith ist farblos. Eine Art der Durchschnitte hat nur ein System von Spaltrissen aufgewiesen; eine andere deren zwei, die sich, so gut man dies beobachten konnte, unter 90° kreuzten. Die Stärke der Doppelbrechung war in letzteren bedeutend geringer als in ersteren. Optisch war das für Skapolith gehaltene Mineral einachsig mit negativer Doppelbrechung. Dies und die Spaltbarkeit waren das einzige Erkennungszeichen solcher Schnitte gegenüber dem sonst sehr ähnlichen Quarze.

Den Wollastonit beschrieb schon Fr. Katzer[1]). Dieses Mineral bildet in einem durch Kalksilikate verunreinigten Kalke „radialfeinstenglige und faserige Aggregate von weißer“ Farbe, Perlmutterglanz, beziehungsweise Glasglanz und hat in manchen Lagen asbestartiges Aussehen. Der Achsenwinkel ist sehr klein und optisch negativen Charakters. Die Achsenebene lag quer zur Spaltbarkeit.

Der Biotit wies keine besonderen Eigentümlichkeiten auf.

Das schon oben erwähnte, optisch vorläufig unbestimmbare Mineral war in der Regel geradezu wasserhell durchsichtig und nur selten blaß grünlichgelb gefärbt. Die Begrenzung war stets unregelmäßig.

---

[1]) Tschermaks Mineral. u. petr. Mitteil., XII. Bd., 1892, pag. 419.

Wie beim Skapolith, so ließen sich scheinbar auch hier zwei Arten von Durchschnitten wie folgt unterscheiden.

Die einen zeigen nur ein System von Spaltrissen und wenige ganz unregelmäßige Quersprünge, die anderen dagegen deren zwei, die einander (vermutlich) senkrecht treffen. Die Güte der letzteren zwei Spaltsysteme war verschieden. In Schnitten mit nur einer gut ausgebildeten Spaltbarkeit lag die Achsenebene und $\mathfrak{a}$ parallel zu den Spaltrissen, senkrecht dazu $\mathfrak{b}$ und die Schnitte waren mithin $\perp$ zu $\mathfrak{c}$ getroffen. In Schnitten mit zwei Spaltsystemen liegt die Achsenebene parallel zur besser ausgebildeten und durch zahlreichere Spaltrisse ausgezeichneten Spaltbarkeit. Die Dispersion war in derlei Schnitten $\rho < \upsilon$. Das Mineral gehört mithin (vermutlich) dem rhombischen Systeme an. Die Doppelbrechung war selbst in sehr dünnen Schliffen sehr stark, während der Brechungsquotient im Gegensatze dazu als ein mittlerer, entschieden jedoch als kleiner wie in der grünen Hornblende zu bezeichnen ist. Pleochroismus war keiner beobachtet worden.

Zwischen gekreuzten Nicoln zeigt die überwiegende Mehrzahl der Schnitte eine fleckige Farbenzeichnung, die einen Zersetzungsprozeß vermuten läßt. In einzelnen davon war bei dieser Untersuchungsart die Farbenverteilung eine streifenweise, wie in isomorph geschichteten Individuen, ohne daß eine isomorphe Schichtung sonst irgendwie zum Ausdrucke gekommen wäre. Ganz lokal zeigte das sonst wasserklare Mineral zwar auch im gewöhnlichen Lichte blaß gelblichgrüne, unregelmäßige Flecke. Diese beeinflußten jedoch die Interferenzfarben nicht im mindesten, das heißt, die Interferenzfarbe derselben hielt noch über die sichtbaren Grenzen der Flecke an, um erst später einem anderen Farbentone den Platz zu räumen.

Die Lage der Achsenebene parallel zur Spaltbarkeit spricht bei der sonst sehr starken Doppelbrechung gegen den Epidot, an den man etwa zu denken geneigt wäre, und für ein Mineral der Pyroxengruppe. Diese letztere, beziehungsweise ihre gewöhnlichen (rhombischen und monoklinen) Vertreter sind jedoch deshalb ausgeschlossen, weil man in gar keinem Falle die prismatische Spaltbarkeit nach (110) beobachten konnte, es wäre denn, man hätte es mit Lawsonit zu tun. Allein auch da stimmen die sicheren Beobachtungen nicht ganz überein. Differenzen ergaben sich: in der Art der Dispersion (Lawsonit $\rho > \upsilon$, hier $\rho < \upsilon$) und in der optischen Orientierung der Schnitte mit zwei Spaltsystemen. Sie war dieselbe wie in Durchschnitten mit nur einer Spaltbarkeit. Daß man es mit zwei Mineralen zu tun hätte, das halte ich schier für ausgeschlossen. Ohne definitiv für den Lawsonit Stellung nehmen zu wollen, möchte ich folgenden ausdrücklich als Vermutung bezeichneten Gedanken zum Ausdrucke bringen. Vielleicht sind die Schnitte mit zwei Spaltsystemen unmerklich gegen $\mathfrak{c}$ geneigt, so daß eben die Spaltbarkeit nach (001) auftreten könnte, während die selteneren Schnitte mit nur einer Spaltbarkeit wirklich parallel (001) getroffen wären.

Autor beabsichtigt die Amphibolite und Kalksilikatfelse des Deutschbroder Blattes gelegentlich später in einer besonderen Arbeit detaillierter zu behandeln. Vielleicht gelingt es ihm

dann an der Hand chemischer Untersuchungen auch die Frage nach der Natur dieses ziemlich häufigen Elementes definitiv zu beantworten.

Der Kalzit hat die Rolle einer Interstitialfüllmasse.

Da es nicht in den Rahmen unserer Arbeit gehören kann jeden gesammelten Feldlesestein genauestens mikroskopisch zu untersuchen, sowie ferner deshalb, weil die mineralogische Zusammensetzung der Kalksilikatfelse zu bunt wechselt, aus diesen Gründen können wir hier nicht eine alles erschöpfende Einteilung unserer Kalksilikatfelse bieten. Nachstehende Zeilen mögen also nur als die Resultate der mikroskopischen Untersuchung einzelner Proben gelten und eventuell vielleicht im besten Falle einen bescheidenen Versuch einer Klassifikation abgeben, der so mancher Ergänzung bedarf.

a) Hornblendeführende Kalksilikatfelse wurden beobachtet: im Walde südlich K. 540 östlich Čejov; nordwestlich Smrdov und südwestlich davon (cf. Pyroxenamphibolite pag. 255); am nördlichen Ende des Deutschbroder Stadtparkes; bei K. 500 ostsüdöstlich Pfaffendorf nordöstlich Schlappenz; bei K. 564 nördlich Brskau, südlich Schlappenz und östlich „Wehrhäusel“; östlich K. 454 an der Straße von Přibislau nach Ronov bei Přibislau selbst ober der Bahnböschung und östlich K. 475 östlich Deutsch-Gablonz.

b) Granat-Kalksilikatfelse: auf dem Gipfel „Homol“ und südlich davon unter Pohled an der Bahn zwischen Deutschbrod und Swětla, nordöstlich Lučic südwestlich Skuhrov und südöstlich Schlappenz im Walde bei K. 503.

c) Epidot-Kalksilikatfelse oder kurz Kalksilikatfelse nenne ich die allgemeinst verbreitete Unterabteilung. Diese führt kein Mineral in so charakteristisch großer Menge, daß die übrigen Elemente diesbezüglich zurückträten, denn Epidot kommt eigentlich in allen Unterabteilungen vor. Diese Gruppe führt noch sehr häufig Karbonate.

d) Ein verschiedener Biotitgehalt wurde erkannt in folgenden Vorkommnissen (die deshalb als biotitführende Kalksilikatfelse oder Amphibolite bezeichnet werden könnten): südsüdöstlich Humpolec, fast bei K. 606 und nordnordwestlich K. 626, nördlich K. 526 südsüdöstlich von der genannten Stadt, am Wege fast westlich K. 482 im Osten von Přiseka und nördlich Rosenmühle beim Deutschbroder Bahnhofe.

e) Pyroxenführende Kalksilikatfelse nordwestlich und südwestlich Smrdov; in Brskau am östlichen Ende des Dorfes.

f) An der Straße südlich Lučic fand ich einen Lesestein mit sehr viel Quarz und wenig *Ca*-Silikaten. Diese Probe kann man auch einen *Ca*-Silikate führenden Quarzit benennen.

Einiges über Kalksilikatfelse folgt auch unten sub 7 (Grauwackenhorizont von Přibislau).

6. Krystallinische Kalke.

Hier erübrigt uns nur noch eine kurze Erwähnung jener Kalkgesteine, die vielleicht doch ebenso als Kalke wie als Kalksilikatfelse bezeichnet werden könnten oder die wenigstens im alleräußersten Notfalle auch als Kalke eine teilweise Verwertung finden könnten, beziehungsweise schon fanden.

Als hierhergehörige Gebilde möchte ich deshalb nur gewisse Vorkommen bei Humpolec, Chotěboř und Hrbov anführen.

Den Kalk von Humpolec erwähnte in neuerer Zeit als letzter F. Katzer gelegentlich der Besprechung[1]) des Wollastonites vom Orlík[2]).

Dieser sagt: „Am südwestlichen, der Stadt Humpoletz zugewendeten Gehänge des Orlíkberges, und zwar fast am Fuße desselben, kommt, wie es scheint, in der Kontaktzone eines dort dem eigentümlichen Granitgneise eingeschalteten Kalksteinlagers, in ziemlich bedeutenden Lagen Wollastonit vor."

Betreffs des letzteren bemerke ich, daß auch ich ihn in besagter Gegend beobachtete, im übrigen sei jedoch auf die gegenständliche Katzersche Schilderung und unsere Bemerkung auf Seite 190 ff. und pag. 258 verwiesen.

Wollen wir obige Angabe vervollständigen, so könnnn wir sagen: Katzers „Granitgneis" ist, wie aus den vorausgeschickten Schilderungen entnommen werden kann, unser Cordieritgneis. Der Kalk vom Orlíkberge bildet östlich, respektive südöstlich vom Höhenpunkte 565 *m* (der Karte 1 : 25.000) nicht weit vom dortigen Waldrande ein ungefähr in Stunde 4 streichendes und südöstlich unter einem Winkel von beiläufig 60° einfallendes Lager[3]). Dieses ist einst abgebaut worden, weshalb der Kalk an dieser von den Bewohnern „na štulach" benannten Lokalität sehr gut aufgeschlossen erscheint. Da er jedoch allem Anscheine nach (infolge der beigemengten Kalksilikatminerale) zu unrein war, deshalb hat man vermutlich von seiner weiteren Gewinnung Abstand genommen.

In manchen kleinen Partien ist das hellgraue Gestein zwar als ziemlich reiner Kalk zu bezeichnen. Vollkommen frei von jeglicher Beimengung von Silikaten ist er indes so gut wie nie. Man kann darin radialstrahlige Aggregate von Wollastonit (cf. pag. 258) und sehr verschieden (mikroskopisch bis fast 1 *cm*) große Individuen eines blaßgrünen Pyroxens beobachten. Auch Quarz scheint neben diesen aufzutreten. Zu all diesen dreien kann jedoch auch noch Biotit hinzukommen. In letzterem Falle ist übrigens stets eine bedeutende Mengenzunahme der drei zuerst angeführten Minerale beobachtet worden, so daß man (dunkle) braungraue Gesteinsausbildungen nach der Auffassung des Beobachters als Kalksilikatfelse bezeichnen könnnte.

---

[1]) „Beiträge zur Mineralogie Böhmens." Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteilungen, Bd. XII, Jahrg. 1892, pag. 419.

[2]) In der Karte: Worlik.

[3]) Lokal scheint er (einmal wenigstens) ostwestlich zu streichen und steil südlich einzufallen.

Für das Wesen der Sache bleibt es übrigens ganz gleich, ob man dieses ganze Vorkommen mit dem Autor als unreinen Kalk oder schon als Kalksilikatfels bezeichnen mag. In diesem Falle wäre eine Unterscheidung reine Auffassungssache.

Bei Chotěboř wurde ein Kalkvorkommen östlich von der Stadt und der dortigen St. Annakapelle konstatiert. Mit Bezug auf die K. 517 der großen Karte (1 : 25.000) ist es westlich, und zwar am linken Ufer des dortigen Grabens zu verzeichnen. Der Kalk bildet hier ein schwaches kleines Lager in einem petrographisch als grauer Zweiglimmergneis zu benennenden Gesteine. Ersterer ist ziemlich weiß, feinkörnig und scheint verhältnismäßig wenig Silikate zu führen. In der nördlichen Böschung des dortigen Hohlweges wurde er anstehend beobachtet. Sonst verraten ihn herumliegende Lesesteine. Der Abbau dieses Kalkes gehört ebenfalls bereits der Vergangenheit an. Ich zweifle, ob er überhaupt jemals sehr ergiebig war.

Auf den Kalk von Chotěboř kommen wir im folgenden Abschnitte (Grauwackenhorizont) nochmals zurück.

Auch die Kalke westlich und südwestlich von Hrbov können in den allermeisten Fällen als Kalksilikatfelse gedeutet werden, die dem dortigen Schichtkomplexe (Biotitgneise und Grauwackenschiefer) konkordant eingelagert sind. Zum Teile gehen sie in Kalkglimmerschiefer über. Diese sind zumeist nur an den Übergangsstellen zum Biotitgneise zur Ausbildung gelangt und sind sehr wenig mächtig.

Mit *H Cl* behandelt brausen die (unreinen) Kalke zwar noch deutlich, allein zum Abbaue und zur Kalkgewinnung, die übrigens auch hier bereits der Vergangenheit angehört, konnte nur der völlige Kalkmangel dieser Gegend führen.

In der Karte sollen die Kalke von Hrbov nicht ausgeschieden werden.

Im übrigen verweise ich auch bezüglich dieser Kalke auf den folgenden Abschnitt, in dem die Grauwackengesteine der in Rede stehenden Gegend behandelt werden.

Ein mehr historisches als geognostisches Interesse verdient schließlich die Tatsache, daß auch die Kalksilikatfelse des Altschaffer Hübels zwischen Steken und Muckenbrunn ehemals zur Kalkgewinnung dienten. Dieses nordwestlich-südöstlich streichende und nordöstlich einfallende Lager ist einem Cordieritgneise eingeschaltet.

Alle hier angeführten „Kalke“ haben meiner Ansicht nach überhaupt nur so lange in der Praxis Bedeutung gehabt, als noch keine Bahnen existierten. Heute kann man wohl besseren und ebendeshalb billigeren Kalk aus anderen Gegenden beziehen. Eine Verwendung zum Kalkbrennen kann unmöglich irgendwie stattfinden. Als Schotter wären natürlich alle diese Vorkommen verwendbar.

7. Grauwackenhorizont von Přibislau.

Fast von Eisenhorek (westlich Borau) im Norden erstreckt sich über Schönfeld, Dobra und die Stadt Přibislau nahezu

bis zum Dörfchen Brskau im Süden eine Grauwackenzone, die wir nach dem wichtigsten in ihrem Bereiche gelegenen Orte als den Grauwackenhorizont von Přibislau bezeichnen wollen. Wie die Anführung der Detailbeobachtungen zeigen wird, sollte eigentlich dieser sowohl in südlicher als in nördlicher Richtung bis zum Kartenrande ausgedehnt werden. Aus später anzuführenden Gründen wird jedoch dies in der Karte unterbleiben.

Die Länge dieser Zone beträgt also rund 11, ihre Breite (südlich Přibislau) nicht ganz 2 *km*. Das Liegende und Hangende bilden Biotitgneise, welchen die Grauwacken konkordant eingeschaltet sind.

Außer den Biotitgneisen treten im Hangenden auch Amphibolite, Kalksilikatfelse und stellenweise ein zweiter Grauwackenhorizont auf.

Nördlich Schönfeld, beziehungsweise fast östlich Matzerau wurden an einer Stelle Spuren (Lesesteine) eines in Umwandlung zu Serpentin begriffenen Amphibolites angetroffen.

Aufgeschlossen fand ich den in Rede stehenden Grauwackenhorizont an folgenden Punkten: an beiden Ufern der Sazawa, am Wege von Přibislau gegen Dobra unter dem Friedhofe, in einem Graben knapp bei den östlichen Häusern von Schönfeld, an einigen Stellen nördlich von diesem Orte, ferner im Süden von Přibislau am rechten Ufer des sogenannten Wildbaches und schließlich an einigen Stellen rechts und links von der Straße, die von Přibislau in südlicher Richtung (nach Brskau) führt. Die letzteren Aufschlüsse waren mitten in den Feldern zufällig angelegte Schottergruben. Sonst wurde zumeist mit Feldlesesteinen oder mit schlechten Aufschlüssen (Straßengräben etc.) operiert, die jedoch im Norden von Přibislau wegen der dortigen Lehm-, beziehungsweise Lehm- und Schotterbedeckung nicht gar zahlreich waren. Bedeutend mehr Gelegenheit hatte man davon bei den Wanderungen in südlicher Richtung zu beobachten.

Fassen wir nun vor allem den Teil des Grauwackenhorizontes von den beiden Sazawaufern und weiter südlich von Přibislau ins Auge.

Vom Bahnhofe Přibislau kommend verzweigt sich die Straße nahe bei der dortigen Spiritusbrennerei. Ein Flügel führt in die Stadt, der andere quer über das Sazawatal zum Meirhofe am linken Ufer, südlich Přibislau. Bevor man auf diesem Wege zur Sazawa gelangt, zweigt von der Straße ein Fußweg nach rechts ab. Dieser führt entlang der Lehne zu Aufschlüssen, ober denen die genannte Stadt und das herrschaftliche Schloß steht. Allem Anscheine nach dürfte einst hier lokal (vielleicht versuchsweise) Schotter gewonnen worden sein.

Ein kleiner aber guter (steinbruchmäßiger) Aufschluß befindet sich auch rechter Hand von der Straße, die in die Stadt führt, und zwar unten vor der großen Steigung der Straße.

Das Gestein von der erst angeführten Lokalität unter der Stadt ist allgemein dunkelgrau gefärbt, stellenweise ganz dicht und zeigt manchmal steinigen Habitus. In den meisten Fällen ist es jedoch mehr oder weniger schiefrig und auf dunkelgrauem, so gut wie dichtem

Grunde heben sich (im Querbruche) einzelne heller graue, selten bis hirsekorngroße Elemente hervor. Manchmal sehen dann die Proben wie grau bestaubt aus. Der Hauptbruch ist ab und zu matt glänzend; er kann auch einen teilweisen harnischartigen Glanz aufweisen. Auf diesen Flächen bemerkt man sporadisch kleine Biotitschüppchen. Größere linsenförmig eingeschaltete Gebilde verraten sich stets als Quarz. Dieses Mineral bildet auch schmale Adern und feine Trümer im Gesteine, zu deren Bildung die weitgehende Zerklüftung reichlich Gelegenheit bot. Die letztere ist in einem derartigen Maße zur Ausbildung gelangt, daß es nur mit vieler Mühe gelingt ein Handstück zu formatisieren. Das Gestein zerfällt allzu leicht in unregelmäßige Scherben, die mit Limonit überzogen erscheinen. Deutliche, makroskopisch wahrnehmbare Kennzeichen einer sehr weit gediehenen Kataklase!

Weitere Modifikationen sind grünlichgrau bis dunkelgrau gefärbt. In einer derartigen dichten und schiefrigen Masse liegen hellgraue, rundliche und unregelmäßig eckig begrenzte Feldspatkörner. Auf dem Hauptbruche beobachtet man winzige Muskovitschüppchen und kleine Sericitüberzüge.

Die dunklen Elemente können schließlich örtlich stark zurücktreten; es bilden sich schiefrige Modifikationen von hellgrauer Farbe aus. Als Bestandteile verraten sie Quarz, Feldspat und sehr wenig Glimmer (Biotit) in Form sehr kleiner Schüppchen. Diese Ausbildungen sind nur untergeordnet angetroffen worden.

Der Biotit kann jedoch auch bedeutend mehr in den Vordergrund treten als bei der oben erst erwähnten dunklen Abart, in der er sich nur durch einzelne Schüppchen verrät.

Dieses Element wird dann ein reichlich vorhandener wesentlicher Gemengteil, durch dessen parallele Lagerung eine deutlich schiefrige Struktur und die Verwandtschaft mit dem Biotitgneise zum Ausdrucke gelangt.

Die Existenz derartiger Abarten, die sich einerseits infolge ihrer teilweisen Biotitführung an die Biotitgneise anlehnen und andererseits in verschiedenem Maße aus jener dunkelgrauen, mattglänzenden Substanz bestehen, wie wir sie oben angeführt haben, bringt es mit sich, daß die Abgrenzung gegen den Biotitgneis örtlich sehr schwierig werden kann. Dies besonders dann, wenn man es mit schlechten Aufschlüssen zu tun hat oder gar mit keinen, das heißt, wenn sich derartige Feldlesesteine mit den sogenannten Biotitgneisen mischen. Extreme Gegensätze sind mit Leichtigkeit auseinanderzuhalten, bei den Übergängen ist dies dagegen manchmal unmöglich. Ich selbst habe mir über manche Proben zu verschiedenen Zeiten in der Weise etwas abweichende Urteile gebildet, daß ich einzelne Funde bald als etwas höher bald als weniger hoch krystallin auffasste, und dementsprechend bald als Gneise bald als Grauwacken benannte. Um so mehr ist dies zu erwarten, falls die Untersuchung von verschiedenen Autoren erfolgen sollte.

Um die Abtrennung der schiefrigen Abarten mit geringer Biotitführung von den eigentlichen Biotitgneisen in speziellen Fällen noch besonders zu erschweren, stellt sich örtlich, wie zum Beispiel

am linken Sazawaufer, fast genau südlich vom Rojků mlýn (Wiesenmühle) und an mehreren anderen Orten noch rostbrauner Granat ein. Dieser bildet an der angeführten Stelle unregelmäßige Körner mit kreisrundem Querbruche. Ihr Durchmesser erreicht bis 3 *mm*. Auf dem Hauptbruche des Gesteines waren in einzelnen Fällen die Granatkörner von einer grauen Haut überzogen. Diese Erscheinung veranlaßte mich unwillkürlich an die Knotenbildung von kontaktmetamorphen Schiefern zu denken.

Bevor wir zur Besprechung der Verhältnisse am linken Sazawaufer definitiv übergehen, sei unsere Aufmerksamkeit noch kurz dem Steinbruche, der unten vor der großen Straßensteigung rechter Hand angelegt wurde, gewidmet.

Das Gestein der westlichen Wand des Aufschlusses zeigt im allgemeinen jene Ausbildung wie die biotitarme, phyllitgneisähnliche Grauwacke unter der Stadt. Auch hier ist die Lagerung dieselbe wie dort; Fallwinkel bis 70°.

Im Hangenden folgt in konkordanter Auflagerung ein glimmer- so gut wie vollständig freies, hell weißgraues, in manchen Lagen etwas dunkler gefärbtes Gestein von splittrigem Bruche und (zwar nicht immer, allein zumeist) von vollkommen dichtem Gefüge. In frischem Bruche sieht das in Rede stehende Gestein manchmal wie ein Felsit oder vielleicht wie eine Hälleflinta[1]) im Sinne von Rosenbusch[2]) aus, der derlei Gesteine bekanntlich als Tuffbildungen aufzufassen geneigt ist. Örtlich ist das Gestein ganz wie ein etwas gröberkörniger Aplit oder vielleicht besser gesagt wie ein sehr feinkörniger Pegmatit zur Ausbildung gelangt. Durch die Verwitterung oder beim Daraufschlagen mit dem Hammer zerfällt es in lauter scharfkantige Bruchstücke. V. d. L. schmilzt es an scharfen Kanten zu einem fast durchsichtigen Glase. Eine Schieferung ist verhältnismäßig sehr undeutlich; quer zu deren Spuren verlaufen zahlreiche Quersprünge. Auf den fast nur ebenen Bruchflächen siedelt sich Limonit in fleckiger Verteilung an.

U. d. M. ist in manchen Schliffen eine sehr deutlich entwickelte Schichtung vorhanden. Sie kommt dadurch zustande, daß bei schwächerer Vergrößerung kaolinähnlich getrübte, streifenartige, untereinander parallel angeordnete Partien, die in Wirklichkeit ein sehr feinkörniges Gemenge von Chlorit, Zoisit und spärlichem Epidot sind, mit fast wasserhell durchsichtigen, spindelähnlichen Gebilden abwechseln. Auffallenderweise hellen die erwähnten durchsichtigen (hypothetisch) für Quarz gehaltenen, spindelförmigen Partien zwischen gekreuzten Nicoln sehr wenig und unregelmäßig auf. Bei der Untersuchung mit einem Gipsblättchen Rot I verraten sie sich auch entschieden als Aggregate. Ich bin daher unsicher, soll ich das Gestein im Sinne von Rosenbusch als eine Tuffbildung oder nach Weinschenk[3]) als eine kompakte Eruptivmasse deuten. — Ich gestehe es offen, daß sich mir manch-

[1]) R. Helmhacker, „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen." Zeitschr. des berg- und hüttenm. Vereines f. Steiermark und Kärnten, 1876, pag. 263.

[2]) Elemente etc., I. Aufl. pag. 491 u. 492.

[3]) Gesteinskunde, II., pag. 55.

mal sogar der Gedanke aufdrängte, man habe es vielleicht mit einer eigentümlichen Grauwacke zu tun, die durch Druck total zerquetscht worden wäre. Die gröberkörnigen Modifikationen scheinen mir jedoch dagegen zu sprechen.

Stellt man so eine Partie im Mikroskope ein und hebt man den Tubus, so sieht man eine sehr feine Zeichnung. Diese verrät schon ohne Zuhilfenahme eines Gipsblättchens, daß man es mit einem Aggregate von Körnern gleicher Natur zu tun hat. Diese Lichtzeichnung erinnert unwillkürlich an zerschlagene und abermals verkittete künstliche Glassubstanz. Vielleicht könnte also eventuell hier ein im Laufe der Zeiten entglastes, ursprüngliches, natürliches Glas (?) vorliegen.

Freilich ist indes auch die Möglichkeit vorhanden, daß man es an derlei Stellen nur mit Opal zu tun hat. Das manchmal deutliche Relief im Schliffe würde zugunsten des letzteren und indirekt deshalb vielleicht für die berührte Rosenbuschsche Ansicht sprechen: man hätte es mit einem Tuffe zu tun.

Bevor wir den Gegenstand verlassen, sei hier nur noch folgendes über das mikroskopische Bild der etwas gröberkörnigen, feinkörnig pegmatitisch (aplitisch) aussehenden Gesteinsmodifikation bemerkt. Oft liegen ziemlich große, ab und zu (fast) regelmäßig krystallographisch begrenzte Feldspatindividuen ohne jede Zwillingsstreifung, die deutliche Spuren der Umwandlung (Kaolinisierung und Glimmerbildung) tragen, in einem Teige von winzigen Quarzkörnern nebst vermutlichen Feldspatbildungen und sehr spärlichen kleinen, hellen Glimmerlamellen. Der Gegensatz von zwei Feldspatgenerationen ist nicht einmal ganz sicher, geschweige denn deutlich, weshalb man von einer porphyrischen Struktur nur schwer sprechen dürfte. Den Charakter eines kompakten Eruptivgesteines scheint dagegen diese Modifikation viel eher zu haben als jenen eines Tuffes.

Ein definitives Urteil wage ich weder in dieser noch in jener Hinsicht abzugeben. —

Das linke Sazawaufer. Nahe bei der Brücke südwestlich von der genannten Stadt steht ein phyllitartiges, schiefriges, graues, biotitarmes Gestein an, das in h 1 streicht und dementsprechend östlich unter einem Winkel von 80° einfällt. Ich glaube es dem Grauwackenhorizonte deshalb zuziehen zu sollen, weil es makroskopisch der biotitarmen Modifikation des Gesteines vom rechten Ufer (unter dem Schlosse) ähnlich ist. Die nicht gefärbten Elemente zeigen eckige oder flachlinsenförmige Querschnitte.

Etwas östlich von der Brücke wird das Gestein fast ganz biotitgneisartig, denn vom Biotit ist bedeutend mehr vorhanden wie früher. Dieser schließt kleine Quarz-Feldspataugen ein. Ähnliche Ausbildungen verrät das Gestein aus dem Graben, der von K. 486 herabkommt und etwas östlich von der Brücke in die Sazawa mündet. Man findet jedoch auch Belege für die Existenz der dunkelgrauen, fast dichten oder etwas schiefrigen Modifikation, wie wir sie vom rechten Ufer angeführt haben.

Ein Lesestein war staubgrau gefärbt, fast dicht und sehr dünnschiefrig; Biotit war keiner vorhanden. Gneisähnlichkeit war

absolut gar keine — nicht einmal in Spuren zu beobachten. Der Habitus war der eines fast dichten, dünnschichtigen Sandsteines oder einer Grauwacke von splittrigem Bruche.

Ganz abweichend davon war das Gestein nordwestlich von K. 461 am Ausgange des bezüglichen Grabens, und zwar besonders am rechten Ufer desselben ein ausgesprochener Biotitgneis, der in h 11 streicht und östlich unter 80° verflächt. Derselbe führt Sillimanit. Feldspat und Quarz bilden verschieden, nie jedoch sehr mächtige Lagen zwischen den Biotitbändern. Östlich von der Straße, die gegen Süden führt, wiederholt sich das Bild, wie es vom rechten Ufer oben skizziert wurde.

Nahe der Ostgrenze des Grauwackenhorizontes durchsetzt diesen ein Pegmatit. Eine gleiche Bildung soll seinerzeit auch in der Stadt bei der Pfarrkirche gelegentlich einer Grabung angetroffen worden sein.

Wandert man auf der bereits erwähnten Straße, die von Přibislau nach Brskau (und weiter nach Polna) führt, gegen Süden, so hat man es auf dem Hügel K. 539 mit Lesesteinen zu tun, die zu der einen oder anderen der schon besprochenen Gesteinsmodifikation gehören. Zumeist fallen darin im Querbruche linsenförmige, beziehungsweise runde, stark zersetzte Feldspäte auf, die mit ihrer gelblichgrauen Farbe von dem dunkelgrauen, fast dichten Grunde stark abstechen.

Erst im Tale, das von Böhmisch-Gablonz herabkommt, begegnet man wieder guten Aufschlüssen. Diese findet man, falls man vor der Brücke, also noch am rechten Ufer des Baches nach rechts einbiegt.

Gar nicht weit von der besagten Brücke wurden nämlich zwei Schottergruben angelegt. Das deutlich schiefrige Gestein von dort ist grau gefärbt und verrät dem freien Auge als wesentliche Gemengteile zumeist Feldspatkörner von größtenteils nicht ganz Linsengröße und rundem oder linsenförmigem Querschnitte. Ferner war etwas (im Vergleiche zum Feldspate viel weniger) Quarz vorhanden und schließlich erkannte man noch den Biotit. Dieser tritt in Form von Schuppen auf. Manchmal scheinen auch kleinwinzige Muskovitschüppchen zur Ausbildung gelangt zu sein. Sonst erkennt man mit freiem Auge nur noch eine dunkelgraue, dichte Masse, die die grauweißen Feldspäte umhüllt. Durch die besagte Masse sowie durch die von ihr wie winzige Augen eingefaßten runden Feldspatkörner und die doch mehr untergeordnete Glimmerführung bekommt das Gestein wenigstens örtlich und zum Teile das Aussehen einer Grauwacke. Das Mengenverhältnis von Quarz und Feldspat kann sehr wechseln. Das gleiche gilt von ihren Dimensionen. Dies bringt es mit sich, daß das Gestein im Handstücke außer einer Grauwacke, auch einem Quarzit oder einem Phyllit ähnlich sehen kann. Die vorhandenen Lesesteine vom linken Ufer verraten analoge Ausbildungen. Nur eine dortige Probe wich von besagter vollständig ab.

Ein kaum halbfaustgroßes Stück war nämlich im Querbruche hell gelbgrau gefärbt. Der Bruch war steinig, das Gefüge so gut

wie dicht. An einer Fläche des hellen Gesteines war gleichsam wie angeklebt, allein fest damit verbunden ein dunkelgraues Tonschieferstück zu beobachten. An fünf anderen Stellen desselben Stückes war dagegen ein dunkler Tonschiefer in das helle Gestein vollständig eingebettet. Den späteren Angaben vorgreifend kann schon hier bemerkt werden, daß auch das helle einschließende Gestein u. d. M. aus Bruchstücken von anderen, also älteren Gesteinen besteht.

Die Funde von anstehendem Gesteine bei K. 529 und bei K. 546 stimmen mit den schon angeführten dunkelgrauen phyllit-, beziehungsweise tonschieferartig aussehenden Modifikationen (mit den zersetzten Feldspatlinsen und eckigen sowie runden Formen und dem wenigen Biotit) der voranstehend angeführten Lokalitäten vollständig überein. Eine detaillierte Beschreibung kann daher unterbleiben.

Manchmal nimmt bei K. 546 der Quarz an Menge ungemein zu, so daß aus dem scheinbaren Phyllit, beziehungsweise Tonschiefer ein scheinbarer Quarzit hervorzugehen scheint; in Wirklichkeit ist es nämlich keiner. Hand in Hand damit wird die schiefrige Struktur undeutlich und kann auch ganz verschwinden. Das Gestein kann hier auch eine schmutzig fleckiggrüne oder graugrüne Farbe annehmen. Der Bruch wird splittrig. U. d. M. erkennt man darin als wesentliche Gemengteile einen blaßgrünen Augit, gestreiften Plagioklas, sehr viel hellen Granat (Grossular) und auffallend viel Titanit. Der Pyroxen ist in seltenen Schnitten diallagartig gestreift. Die symmetrische Auslöschungsschiefe im Plagioklas, bezogen auf die Zwillingsgrenze (Albitgesetz) betrug 30°. Dieser dürfte also zumindest ein Labradorit sein. Das Gestein muß bei obiger mineralogischer Zusammensetzung sehr kalkreich sein. Mit Rücksicht auf dies, die mineralogische Zusammensetzung und den Mangel jeder gesetzmäßigen Ausscheidungsfolge (Siebstruktur) könnte es als Kalksilikatfels gedeutet werden. Bei K. 546 (östlich von der Straße) geht also die Grauwacke in ein kalkreicheres Niveau über oder die Grauwacke führt konkordant eingelagert eine Bank, welche als Kalksilikatfels angesprochen werden dürfte. Da ich auf den Gegenstand später zurückzukommen beabsichtige, möge an der Stelle nur noch der kurze Hinweis auf die Tatsache genügen, daß ungefähr 1·5 *km* nordwestlich von unserer Fundstelle K. 546, beziehungsweise nordöstlich von Deutsch-Gablonz Granit anstehend beobachtet wurde.

Das Gestein, welches dem Sinne des Streichens entsprechend zwischen der in Rede stehenden Stelle bei K. 546 und dem Dorfe Brskau in der theoretischen Fortsetzung der Grauwacken angetroffen wird, erweist sich als ein schiefrig struiertes Gemenge von Quarz, Feldspat und Biotit; manchmal tritt auch Sillimanit hinzu. Vom mineralogisch-petrographischen Standpunkte müssen wir es also sicher nur als Biotitgneis bezeichnen. Ob jedoch dies auch im geologischen Sinne Geltung hat, das ist eine andere Frage, die mit bedeutend weniger Sicherheit beantwortet werden kann. Wir wollen uns hier nur auf die Anführung von Tatsachen beschränken. Alle theoretischen Betrachtungen sollen in einem spe-

ziellen (IV.) Abschnitte Platz finden. Trotzdem muß jedoch auf den Umstand schon hier hingewiesen werden, daß der Biotitgneis südlich, beziehungsweise südsüdwestlich von Brskau an manchen Stellen der Grauwacke sehr ähnlich wird. Unzähligemal kommt man in besagter Gegend im Felde in Verlegenheit, soll man manche Lesesteine als Biotitgneis oder mit Bezug auf das Gesamtbild als biotitreiche Grauwacke (beziehungsweise gar als biotitreichen Phyllit-Tonschiefer) ansprechen. Runde oder linsenförmige Feldspatkörner von höchstens Stecknadelkopfgröße liegen in der grauen, schiefrigen, für das freie Auge unauflöslichen Masse, wie wir sie oben mehrmals erwähnt haben. Gleichzeitig treten aber auch Biotit und Muskovit nebeneinander in verschiedenen Mengen auf.

Das Gestein wird, kurz gesagt, ein Zwischenglied zwischen sogenannten (auch daneben vorhandenen) Biotitgneisen und hoch kristallinen Phylliten, Tonschiefern, beziehungsweise Grauwacken: ein Phyllit- beziehungsweise Grauwackengneis.

Ähnliche Gebilde sind mir zwar auch in relativer Nähe am Südrande unseres Kartenblattes, aus der Gegend von Hrbov, bekannt geworden; wir kommen jedoch darauf erst später zu sprechen. Vorläufig wollen wir nämlich früher den nördlich von Přibislau zur Ausbildung gelangten Teil des Grauwackenhorizontes kennen lernen.

Fassen wir zu dem Zwecke das Tal unmittelbar nördlich hinter Přibislau, also die Gegend bei Dobra ins Auge.

Entlang der steilen Straße, welche die beiden genannten Orte verbindet, finden wir zahlreiche Anfschlüsse. Namentlich in der Nähe der Dobraer Brücke sind diese sehr schön, da dort das Gestein steinbruchmäßig zu Beschotterungszwecken gewonnen wird.

Unter dem Friedhofe ist das Gestein sehr stark verwittert und zerklüftet. In möglichst frischen Proben ist es örtlich dunkelgrau gefärbt und dicht, oder es läßt kleine Feldspatkörner erkennen, die es wie bestaubt aussehen machen. Biotit kann in derlei Modifikationen für das freie Auge nicht immer erkennbar sein. In anderen Ausbildungen erkennt man dagegen schon mit unbewaffnetem Auge verschiedene Mengen von Biotit (besonders auf den Hauptbruchflächen) und Feldspat. Der erstere gruppiert sich zu Flatschen, Flasern und Häuten, so daß man ab und zu im Hauptbruche außer ihm nichts sicher zu erkennen vermag.

Im Querbruche sieht man ihn runde Feldspatkörner in der Weise umhüllen, daß diese letzteren infolgedessen mit dem Biotitüberzuge im Hauptbruche wie eine Art Knoten erzeugen.

Der hellweißgraue Feldspat zeigt, wie gesagt, fast nur runde Querschnitte, die häufig schön spiegelnde Spaltflächen verraten. Außer in dieser Form pflegt er nur noch linsenförmig aufzutreten. Die Dimensionen der Feldspatkörner sind im Durchschnitte kaum hirsekorngroß. Nur ganz ausnahmsweise werden sie bis linsengroß.

Der Quarz ist für das freie Auge manchmal gar nicht erkennbar. Im übrigen ist jedoch sein Mengenverhältnis gegenüber den anderen Elementen kein konstantes.

Durch den Zersetzungsprozeß verliert der Biotit seinen Metallglanz und geht in eine makroskopisch grünlichbraune Substanz (Chlorit und Limonit) über. Auch sericitische Bildungen wurden u. d. M. beobachtet.

Schon diese Gesteinsmodifikation verrät natürlich einen mehr oder weniger ausgesprochen gneisigen Habitus. Im Steinbruche rechter Hand von der Straße (von Přibislau kommend) kann man jedoch auch Ausbildungen studieren, auf die vom petrographischen Standpunkte einfach nur die Bezeichnung grauer, beziehungsweise Biotit-Gneis Anwendung finden kann.

Bezüglich der Lagerung sei bemerkt, daß sie stets die relativ normale war. Das Streichen ist also nordsüdlich mit kleinen lokalen Abweichungen, das Verflächen entsprechend östlich bei steiler Schichtstellung.

Bevor wir das Tal verlassen, gehen wir am linken Ufer eine kurze Strecke bachaufwärts. Dieser macht oberhalb Dobra mehrere Biegungen, welch letztere derart verlaufen, daß sich die Tallehne lokal ostwestlich oder wenig davon abweichend und mithin quer zur Streichungsrichtung entwickeln konnte.

Bei der Wanderung talaufwärts gelangen wir also aus geologisch relativ älteren (weil liegenden) Gebilden in (relativ) jüngere. Dabei sehen wir nun folgendes.

Je (relativ) jüngere Gebilde wir betrachten, um so gneisunähnlicher werden diese. Dies gilt (ungefähr) bis zum (westlichen) Fuße der Höhe K. 498, wo wir (oben bei 498 und nördlich davon) abermals auf den schon östlich, südöstlich und südlich von Přibislau beobachteten Hornblendeschieferkomplex aus dem Hangenden des Grauwackenhorizontes stoßen. Auf der ganzen Strecke treffen wir vor dem auf alle schon oben ausführlich besprochenen Gesteinsmodifikationen wieder, weshalb eine spezielle Schilderung hier unterbleiben kann. Beachtenswert scheint mir für die richtige Beurteilung der Sachlage nur folgender Umstand. Der Hornblendeschieferzug entpuppte sich hier ganz so wie beim Dorfe Brskau im Süden örtlich als ein Kalksilikatfels.

Verlassen wir nun das Tal und folgen wir dem Wege, der von Dobra über K. 520 beim Žiška-Monument vorüber nach Schönfeld und von dort über K. 534 in das Tal des „Borovsky p.“ (= Borauer Bach) führt. Gleichzeitig wollen wir die abseits, allein in der Nähe dieses unseres Weges gemachten Beobachtungen anführen.

Knapp nördlich bei Dobra zeigt das dort in einem kleinen Bruche anstehende Gestein das gleiche Biotitgneisaussehen, wie dies am linken Ufer der Fall war. Die Biotitmenge kann jedoch bei noch braungrau bleibender Gesamtfarbe auch hier sehr abnehmen und das Mineral kann sogar nur in Spuren vorkommen. In diesem Falle erscheint das Gestein in frischem Bruche grau und dünnschiefrig. In einer mit freiem Auge unentwirrbaren Masse liegen bis linsengroße Quarz- und Feldspatkörner, manchmal ganz unregelmäßig begrenzt, dann aber wieder linsenförmig, wie zum Teile ausgewalzt. Der Hauptbruch ist ab und zu heller gelblich bis bräunlichgrau geflammt. Manchmal sind die Flammen als unregelmäßige Fibrolithgebilde,

manchmal jedoch auch als ebensolche Bildungen, die der Natur nach zum Kaolin gehören, erkannt worden. Mit dem Messer konnte man sie bei dem leisesten Drucke ritzen und schaben. Die schwache Gelbfärbung rührt vom Roste her. Als Gneis dürfen die hierhergehörigen Bildungen unter gar keiner Bedingung gedeutet und benannt werden, dazu sind sie viel zu wenig krystallin entwickelt. Die grauen Ausbildungen (ohne Biotit oder nur in Spurenform biotitführend) zeigen nämlich nicht einmal den für Phyllite so charakteristischen glänzenden oder wenigstens schimmernden Hauptbruch. Manche Proben sind sowohl im Quer- als auch im Hauptbruche vollkommen glanzlos, in anderen glänzen die sporadischen Glimmerschuppen.

Etwas südlich vom Žiška-Monument wurden Lesesteine beobachtet, die petrographisch nur als Tonschiefer gedeutet werden dürfen; nördlich davon, am halben Wege bevor man nach Schönfeld kommt, tauchen dagegen plötzlich aus einem Felde ausgeackerte biotitreiche Gneise auf, wie sie oben beschrieben wurden.

Noch überraschender waren die Beobachtungen nördlich Schönfeld. Alle bisher von den verschiedenen Örtlichkeiten angeführten Modifikationen finden sich auch hier. Außer diesen wurden jedoch noch Gesteinsausbildungen mit folgenden Eigentümlichkeiten vorgefunden.

In einer Ausbildung war das Gestein deutlich schiefrig. Die allgemeine Farbe war dunkelblaugrau. Zwischen gleich gefärbten, schon mit dem Fingernagel ritzbaren Gesteinsblättern von Papierdünne bis 1 *mm* Mächtigkeit lagen bald staubförmige, bald hirsekorngroße und nur ganz ausnahmsweise größere zersetzte Feldspate von manchmal linsenförmigem Querbruche. Diese ließen den ersten Augenblick die Vermutung aufkommen, man habe es mit einem injezierten Tonschiefer zu tun. Das mikroskopische Bild zeigt es jedoch, daß nur klastisches Material vorlag.

U. d. M. findet man sogar Reste eines älteren phyllitartigen Gesteines darin.

Ganz besondere Wichtigkeit muß schließlich folgenden Beobachtungen beigemessen werden. Ein braungrauer Feldlesestein verriet schiefrige Struktur und mit freiem Auge wurden als wesentliche Elemente runde kaolinisierte Feldspatkörner erkannt. Diese waren im Sinne der Strukturebene von schmalen (dünnen) dunkelgrauen, fürs freie Auge kryptomeren Häuten umwoben. Im Hauptbruche erkannte man kleine Schüppchen von Biotit und (noch kleinere) von Muskovit. Bei Berücksichtigung nur der bisher angeführten Tatsachen war der Habitus der Probe eben noch jener eines (stark) zersetzten Gneises, beziehungsweise jener, wie ihn die mehrmals beobachteten biotitärmeren, bräunlichen, gneisartigen Varietäten des in Rede stehenden Gesteines von den südlichen Lokalitäten aufwiesen.

In dem derart, also zumindest gneisähnlich ausgebildeten Gesteine liegt nun ein dunkelgrau gefärbter Tonschieferbrocken als Einschluß. Dieser mißt (rund) 1 cm^2 in der Fläche und ist un-

gefähr 2 *mm* dick. Seine Schieferungsebene ist jener des einschließenden Gesteines parallel. Auf Taf. IV, Fig. 3 erscheint dieser Einschluß in natürlicher Größe abgebildet.

Der Einschluß ist trapezoidisch begrenzt und im Bilde weiß umrandet. Außer der weißen Umrandung des Einschlusses bemerkt man indes noch drei kleinere Stellen ebenso verzeichnet; es sind dies zwei Dreiecke und eine unregelmäßige Figur. An diesen drei Stellen haftet am Tonschiefer dieselbe Substanz, an der dieser letztere selbst aufliegt. Die geschilderten Verhältnisse sind ein absolut unanfechtbarer Beweis dafür, daß der Tonschiefer mit dem gneisartigen Gesteine in festem Verbande steht und also als ein Einschluß auftritt.

Die Tatsache, daß man es hier mit einem Tonschiefereinschlusse in einem jüngeren, dabei aber doch gneisähnlichen Gesteine zu tun hat, ist über jeden Zweifel erhaben!

Dieser und der früher beschriebene Fund westlich von K. 475 (südlich Přibislau), der ebenfalls schon makroskopisch erkennbare Tonschiefereinschlüsse führt, sind, ganz abgesehen von dem Resultate der mikroskopischen Untersuchung, bei Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse, schon allein hinreichende Belege dafür, daß wir das Gestein des in Rede stehenden Horizontes als eine (lokal zugegeben wahrscheinlich auch kataklastisch veränderte) Grauwacke bezeichnen dürfen und müssen. Das an letzter Stelle beschriebene Belegstück zeigt jedoch mit voller Sicherheit und Deutlichkeit auch, daß unsere Grauwacke mehr oder weniger gneisartigen Habitus annehmen kann.

Ferner muß mit Rücksicht auf die unten folgenden Schlüsse auf nachstehende Tatsachen schon hier hingewiesen werden.

Der Habitus, beziehungsweise die mineralogische Zusammensetzung des Gesteines ist sehr wechselnd. Auf den Schichtflächen wurden ab und zu Kaolinanreicherungen mit oder ohne Quarzkörnern beobachtet. Diese Anreicherungen haben Flammen, Zungen oder, kurz gesagt, unregelmäßige Formen, die nur unnatürlich und künstlich durch Zerdrückung von einzelnen Feldspatindividuen abgeleitet werden könnten. Knapp danebenliegende Quarzkörner sind nämlich schön rund ausgebildet und waren wenigstens makroskopisch trotz ihrer größeren Sprödigkeit im Vergleiche zum Feldspate intakt geblieben. Auf die theoretische Deutung dieser Kaolinflammen kommen wir später zurück.

Bevor wir unseren Grauwackenhorizont weiter gegen Norden verfolgen, sei nun noch bemerkt, daß knapp bei den östlichsten Häusern von Schönfeld, am Karrenwege, der aus südöstlicher Richtung von den Feldern kommt, in einem Graben nach einem starken Regengusse ein graphitischer Schiefer beobachtet wurde. In den reingewaschenen Grabenwänden beobachtete ich drei kaum 5 *mm* mächtige anstehende Graphitadern. Vielleicht sind es nur Anreiche-

rungen in einer anstehenden Graphitschieferbank des Grauwackenhorizontes.

Während unser Gestein südsüdöstlich K. 472 auch wie eine Art porphyrischer Phyllit[1]) oder Tonschiefer (eckige größere Feldspäte) aussehen kann, nimmt es ostsüdöstlich von derselben Stelle, am linken Ufer des dortigen Zuflusses des Borovsky p. (Borauer Bach), nahe an der Mündung in den letzteren viel Muskovit auf und geht so in einen sonst nicht hochkrystallin entwickelten Muskovitgneis oder in einen muskovitführenden Quarzphyllit über, denn außer durch den größeren Muskovitgehalt oder manchmal durch eine sehr große Quarzmenge unterscheidet sich dieser nur wenig oder gar nicht von frischem, scheinbar porphyrischem Tonschiefer. Mit freiem Auge erkennbarer Biotit kommt nur sehr wenig vor.

Aus der Existenz der zahlreichen Muskovitschuppen schließe ich auf eine bedeutende Menge Kalium im Gesteine. Eine Tatsache, auf die wir später in den Schlußbetrachtungen ebenfalls noch zurückkommen wollen.

Verlassen wir nun das linke und nehmen wir das rechte Ufer des Borauer Baches in Augenschein.

Ungefähr $^1/_3$ *km* nördlich von K. 472 (im Tale des Borovsky p.) befindet man sich an der Mündung eines kleinen von Nordnordwest kommenden Grabens. Am rechten Ufer, unmittelbar an der Mündung desselben, jedoch noch im Haupttale, steht ein Biotitgneis mit teilweiser Muskovitführung unmittelbar an. Das gleiche gilt vom Gesteine, welches die rechte Lehne des Haupttales ober der besagten Grabenmündung bildet. Das Gestein dagegen, welches am linken Ufer des Grabens, knapp an der Mündung und zum kleinen Teile auch noch oberhalb der Mündung im Haupttale anstehend beobachtet wurde, weicht davon merklich ab, es ist nämlich wieder ein etwas phyllitartiger Tonschiefer.

Seine Farbe ist grau; fürs freie Auge erkennbare Elemente: einzelne sehr seltene und kleine Muskovitschüppchen und geringe Mengen von einem mohn- bis hirsekorngroßen, hellweißgrauen Bestandteile, den man als zersetzten kaolinisierten Feldspat deuten muß. Dieser ist zumeist staubförmig und tritt ab und zu in Form außerordentlich schmaler Lagen im Sinne der Schieferung eingeordnet auf. Sowohl Haupt- als auch Querbruch sind matt und gar nicht phyllitisch glänzend. Bei strenge durchgeführter mineralogisch-petrographischer Klassifikation wird man mit Rücksicht auf die zwar minimalen Mengen obiger Elemente das Gestein als Phyllit[1]) bezeichnen können.

Ich verwahre mich jedoch schon hier ausdrücklich dagegen, dem rein petrographisch aufgefaßten Namen eine geologische Bedeutung beilegen zu wollen. Dies gilt auch für die petrographisch als „Gneise" bezeichneten Gesteine aus der Nachbarschaft dieser tonschiefer- oder phyllitartigen Gebilde.

---

[1]) Rosenbusch, Elemente, I. Aufl., pag. 434, Abs. 4 (von oben).

Ohne der Sache Gewalt anzutun, glaube ich zur Annahme von Übergängen von den ersteren zu den letzteren berechtigt zu sein, obschon die vermeintlichen „Gneise“ mineralogisch und strukturell bei hochkrystallinem Charakter im allgemeinen ganz die Natur unserer schiefrigen Biotitgneise zeigen. Auf ihrem Hauptbruche bemerkt man nämlich bald mehr bald weniger deutlich wie Relikte jener grauen Häute (beziehungsweise Oberflächen) der früher pag. 264 angeführten phyllit-, beziehungsweise tonschieferartigen Gebilde. Dem freien Auge scheint da der Biotit oft wie in die erwähnten Gebilde überzugehen, aus ihnen wie herauszuwachsen, oder es verschwimmen gleichsam beide gegenseitig ineinander.

Wie schon eingangs angeführt, scheint der Grauwackenhorizont im Tale des Borovsky p. in nördlicher Richtung ein Ende zu finden.

In dem bezüglichen Seitengraben nach Nordnordwest, also in der Richtung auf die Baulichkeit „Pazděrna“, westsüdwestlich Cibotin (Saibendorf) fortschreitend, treffen wir nämlich abgesehen von Hornblendeschiefern im allgemeinen nur auf grauen Biotitgneis, der wie ersterer in Form von Feldlesesteinen vorlag.

Westlich und südlich Cibotin macht das Streichen aus fast genau nordsüdlicher Richtung bei östlichem Verflächen eine Wendung in h 8—10 und das Verflächen wird nordöstlich.

Ändern wir nun dementsprechend unsere Beobachtungsrichtung und fassen wir den Karrenweg, welcher von Cibotin über K. 553 in südwestlicher Richtung (also quer zur Streichrichtung) zum Kasalu mlýn (= Kasaler Mühle) südwestlich K. 528 der kleinen Karte führt, ins Auge.

In der Grauwackenzone wurde östlich bei Schönfeld ein Graphitschiefer beobachtet. Genau in der Fortsetzung seiner Streichungsrichtung findet man nun bei Berücksichtigung der angeführten lokalen Änderung des Streichens auf dem halben Wege von Cibotin zur erwähnten Mühle abermals ein Graphitvorkommen. Es ist zwar klar, daß die beiden Funde vielleicht nichts Gemeinsames haben, oder zumindest ist es sicher, daß sie nichts Gemeinsames haben müssen. Wahrscheinlich dürfte jedoch die gegenteilige Deutung den tatsächlichen Verhältnissen näher kommen.

Im Distrikte Běla, Jitkau, Střižov, Mariendorf und Počátek wird das Streichen abermals ein nordsüdliches, beziehungsweise nur wenig (und auch dies nur örtlich) davon abweichendes.

Verfolgt man nun den Graphitschieferhorizont in diesem Sinne, so findet man östlich von der Häusergruppe Bida und dementsprechend auch (nordwestlich) bei Střižov alte Schurfstellen und Spuren von Graphitschiefern, die einem Biotitgneise eingelagert sind, der seinerseits auch sehr viel Muskovit führt und deshalb mit Fug und Recht eigentlich als grauer Zweiglimmergneis (cf. pag. 211) zu benennen wäre.

An und für sich würden diese Tatsachen wenig sagen. Einen sehr bedeutenden Wert bekommt jedoch ihre Erkenntnis deshalb, weil in der direkten Fortsetzung der Streichungsrichtung knapp östlich

bei Mariendorf den Grauwacken verwandte Bildungen angetroffen wurden.

Die gegenständlichen Lesesteine liegen dort in relativ bedeutender Menge herum und fallen schon durch ihre fast schwarze (zumindest jedoch dunkelgraue) Färbung und beim Zerschlagen durch die bedeutende Härte auf. In frischem Bruche sehen die Proben verschieden aus. Manchmal zeigen sie den Habitus eines dunklen (wie porphyrisch aussehenden) Sandsteines mit Spuren von Kiesen. Eckige Quarzbrocken liegen wie Einsprenglinge in einer fürs freie Auge so gut wie dichten Masse, die an die Grundmasse von Ergußgesteinen gemahnt. In anderen Fällen sind die Proben manchen Hornsteinen ähnlich.

Auch diese letztangeführten Gebilde sind im allgemeinen grau. Manchmal sehen sie wie geschichtet oder sehr fein schiefrig aus. Die letztere Erscheinung ist speziell auf angewitterten Flächen beobachtet worden. Auf solchen ist das Gestein verschieden fleckig oder flammig gezeichnet. Es treten nämlich aus der dunklen Hauptmasse tonige (kaolinartige), hell gelblichbraun gefärbte Substanzen hervor. Das Gestein ist jedoch auch in seinen von Atmosphärilien nicht angegriffenen Partien sehr tonerdereich. Beim Anhauchen verbreitet sich nämlich ein stark toniger Geruch.

Manche Proben sind von Sprüngen und Rissen durchsetzt, die namentlich u. d. M. deutlich hervortreten. Hand in Hand damit beobachtet man verschieden stark zur Ausbildung gelangte Erscheinungen der Kataklase. Es gibt jedoch auch Belege, die davon keine Spur aufweisen, denn einzelne ausnahmsweise undulös auslöschende Quarzsplitter eines (eventuell) tonerdereichen Quarzites oder Sandsteines müssen nicht als Beweis für eine ausgesprochene Kataklase angesehen werden, die das Mineral im derzeitigen Verbande erlitten hätte.

Die tonig riechende Grundsubstanz, die Trägerin der Farbe, ließ u. d. M. als wesentliche Bestandteile Quarz und ein grünlichbraunes Mineralgemenge erkennen, das aus Glimmer und Chlorit (vermutlich in verschiedenen Quantitäten gemengt) besteht. Diese bilden eine Art Gewebe, in dessen Lücken die eckigen Quarzsplitter eingebettet liegen.

Will man die soeben besprochenen Funde nicht als Vertreter und Fortsetzung des im Streichen südsüdöstlich vorkommenden Grauwackenhorizontes auffassen, so müssen die hierhergehörigen Proben wohl nur als Quarzite oder Sandsteine gedeutet werden, die sich durch die Führung bedeutender Mengen von tonigen Bestandteilen (als Kitt) auszeichnen.

Südlich von der Station Chotěboř der österreichischen Nordwestbahn, beziehungsweise nördlich K. 567 ließ der dortige Biotitgneis ein Streichen in nordwestlich-südöstlicher Richtung bei nordöstlichem Einfallen erkennen. Ja noch am südlichen Ende der Stadt Chotěboř verriet der Biotitgneis gleichfalls ein Streichen in h 10. Östlich von der Stadt nimmt dagegen dieses die Richtung nach h 24—1 abermals an.

Die Fortsetzung des Schieferkomplexes von Mariendorf wäre demnach ungefähr südlich von der bezeichneten Bahnstation, beziehungsweise nördlich davon zu suchen.

Ist diese Konklusion richtig, so dürfte man erwarten, daß auch dort Tatsachen zu beobachten sein müßten, die besagte Gegend dem oben besprochenen Grauwackendistrikte näherrücken. Dies ist nun auch tatsächlich der Fall! — Genau in der Fortsetzung der Streichungsrichtung wurde nämlich östlich von Chotěboř wieder ein Graphitschiefer beobachtet.

Vom nördlichen Teile der Stadt Chotěboř führt zur Kapelle bei K. 519 (im Osten der Stadt) ein Weg. Westlich von dieser Kapelle zweigen vom besagten Wege zwei andere nach Süden ab und nahe der Abzweigung des zweiten Weges, schon an diesem selbst tritt der Graphitschiefer in der Böschung anstehend auf. Wie in den früheren Fällen, so ist auch hier seine Mächtigkeit ganz unbedeutend.

Der Gneis führt dort wie an einigen der früher angeführten Lokalitäten beide Glimmer; er ist also ein Zweiglimmergneis (pag. 211 ff.). Die Farbe desselben ist dunkelgrau bis grau(grün).

Bei Berücksichtigung all der vorgebrachten Beobachtungen ist für die späteren Betrachtungen besondere Wichtigkeit auch der Tatsache beizulegen, daß am Wege, der von K. 519 zur K. 517 führt (östlich von der ersteren Stelle), ein kleines Kalklager konstatiert wurde (cf. pag. 262). Dieses bildet gleichsam ein Pendant zu den Kalksilikatfelsen, die ebenso wie hier der Kalk im Hangenden des Graphitschiefers, südlich (pag. 268) und nördlich (pag. 270) von Přibislau im Hangenden des dort nachgewiesenen Grauwackenhorizontes auftreten.

Da das Streichen nördlich von der erwähnten Kapelle K. 519 fast genau die Richtung h 12—13 (mit östlichem Verflächen) beibehält, folgen wir zuerst dem Wege, der uns aus der Stadt über K. 494 westlich bei K. 480 vorüber zur Schießstätte führt. Später wollen wir die Gegend bei „Hurka“ und schließlich noch das Gelände westnordwestlich von Libic in die Besprechung einbeziehen.

Auf der Strecke zwischen der Stadt Chotěboř und der nicht ganz nördlich davon gelegenen Schießstätte gelangt, wie schon oben (pag. 211 ff.) bemerkt wurde, der graue Gneis oder Biotitgneis mit mehr oder weniger Muskovit und außerdem ein bei der Anlage einer neuen Schottergrube entdeckter Amphibolithorizont zur Ausbildung.

Das erstere Gestein kann hier bald genau so, wie oben gelegentlich der Besprechung der Biotitgneise angeführt wurde, entwickelt sein. Man findet jedoch auch Lesesteine (mit solchen hatte ich es vornehmlich zu tun), die eine gewisse Ähnlichkeit mit manchen Gliedern des Grauwackenhorizontes verraten. In derlei Fällen besteht das Gestein aus Quarz, Feldspat und Biotit. Der Quarz ist milchig getrübt, der Feldspat weiß bis hellgelblichbraun gefärbt. Beide bilden (einzelne) Körner oder Aggregate, welch letztere zwischen den Biotitflasern größere oder kleinere augenförmige Gebilde erzeugen. Strenge genommen eigentlich ein Biotitgneis. Die Ähn-

lichkeit mit den Grauwacken kommt überhaupt erst dadurch zustande, daß die Biotitflatschen in einer grauen Masse liegen, wie wir es oben pag. 274 für die Grauwacken manchmal angaben, und daß die Feldspäte (Bild 4 und 5, Tafel VI) runde Formen verraten, wie dies für die Grauwacken später gezeigt werden soll. Wie dort, so sieht man auch hier mit freiem Auge auf dem Hauptbruche den Biotit förmlich in diese graue Substanz hineinwachsen, beziehungsweise in sie übergehen; zwischen beiden besteht keine scharfe Grenze. Schon mit einer stärker vergrößernden Lupe bemerkt man jedoch hier, daß auch diese graue Substanz Biotit ist. Freilich ein Aggregat sehr fein verteilter Schüppchen.

Das Gestein kann jedoch auch relativ biotitarm und im Gegensatze zur früher angeführten Modifikation sehr muskovitreich sein. Manchmal hat man es, wie pag. 211 ff. gesagt, mit Zweiglimmergneisen zu tun.

Östlich von Hurka, also in jener Gegend, die mit Rücksicht auf die beobachteten Lagerungs- und Terrainverhältnisse so gut wie genau dem Graphitfundorte bei Chotěboř und den bezüglichen Lokalitäten bei Mariendorf entspricht, zeigt nun das Gestein folgende Ausbildungsformen neben den gewöhnlich am Biotitgneise beobachteten.

Bald sind die Lesesteine schiefrigflaserige Gneise, die in verschiedenen Mengen Muskovit führen und mehr oder weniger sicher teils als Biotit-, teils als graue Zweiglimmergneise zu benennen sind, bald nehmen sie einen merkwürdigen (Biotit-) Glimmerschiefercharakter an. Im Querbruche erkennt man dann mitunter nur Quarzkörner. Im Sinne der Schieferung treten sehr feine Häute eines erst im Hauptbruche erkennbaren Biotites auf. Der letztere bildet in diesem Falle auf dem Hauptbruche einige Flatschen oder Gruppen. Muskovit kann in derlei Modifikationen vollständig fehlen.

Westnordwestlich von Libic ragen von Nord her über den nördlichen Blattrand ins Alluvialgebiet des Doubravatales drei Landvorsprünge, deren Gebiet in der Karte dem Biotitgneise zugewiesen wurde. Soferne wir diese Bezeichnung im petrographischen Sinne auffassen, sind sie es auch. Freilich gehen sie örtlich auch in regelrechte Zweiglimmergneise (pag. 213) über. Außer derlei Übergängen wurden südwestlich K. 420 noch Modifikationen anstehend beobachtet, welche die Zwischenglieder zwischen Biotit und Zweiglimmergneis und dem eben erwähnten (Biotit-) Glimmerschiefer aus der Gegend von Hurka repräsentieren. Der vermeintliche Übergang kommt dadurch zustande, daß im Gesteine bei reichlicher Biotitführung der Feldspat lokal zurücktritt, beziehungsweise örtlich ganz fehlen kann. Sehr häufig wurde eine Querstellung der Glimmerschüppchen mit Bezug auf die Schieferungsebene beobachtet.

Lagerungsverhältnisse: Streichen h 1, Fallen östlich, Winkel rund 40°.

Ähnliche Gebilde, bei deren Benennung man oft schwankt: sind sie schon als Zweiglimmergneise oder nur als muskovitführende graue Biotitgneise zu deuten, finden sich schließ-

lich auch im Südosten von Libic, beziehungsweise nördlich und nordnordöstlich von Lhotka als Lesesteine. Wohl zu unterscheiden ist davon der ebenfalls dort (nordöstlich Lhotka) auftretende, und anstehend beobachtete rote Zweiglimmergneis, der vorne pag. 139—158 besprochen wurde und der etwas wesentlich davon verschiedenes ist.

Am ersten (östlichen) der drei angeführten Landvorsprünge westnordwestlich Libic fand ich außer Biotit- und Zweiglimmergneis anstehend noch ein deutlich schiefriges, obschon sehr glimmerarmes, graugrünes Gestein. Mit freiem Auge erkannte man abgesehen von den winzigen Muskovit- und Biotitschüppchen nur noch mohnbis hirsekorngroße Feldspatkörner. Quarz ist zwar schon ohne jede Vergrößerung wahrnehmbar, allein das unbewaffnete Auge glaubt zu erkennen, daß er nur sehr dünne Lagen oder Lamellen bildet. Stellenweise durchziehen das Handstück noch dunkelgraue, sehr schmale Lamellen eines makroskopisch nicht diagnostischen Elementes. Auf seinem Hauptbruche ist das Gestein manchmal rotbraun gefärbt.

Besonderes Interesse verdienen an diesem Gesteine die mikroskopischen Verhältnisse. Das Material erweist sich u. d. M. aus größeren teils eckigen, teils runden (Bild 1, Tafel VII) Feldspatkörnern zusammengesetzt, die in einem zwischen gekreuzten Nicoln mosaikartigen Quarzgemenge liegen. Diese letzteren bilden tatsächlich, wie makroskopisch erkannt wurde, Bänder und das Aussehen dieser Bänder ist im Detail u. d. M. jenes wie des Quarzteiges in Phylliten (cf. obere Hälfte des zitierten Bildes). Außerdem sind nur noch Lamellen eingeschaltet, die zum Teile aus Muskovit (in geringeren Mengen) und zum Teile aus einem grünlichbraunen oder grünlich braungelben Mineral (nur manchmal erkannte man den Biotit darin) bestehen, und die jene schon makroskopisch erkennbare lamellare, dunkelgraue Streifung erzeugen. Sehr häufig hüllen diese Lamellen die etwas kaolinisierten Feldspatkörner ganz ein. Eine Umwandlung in Muskovit wurde nur auffallend selten beobachtet. Die Feldspäte können jedoch auch ganz frei von der Umhüllung sein oder nur einseitig eingehüllt auftreten, das heißt, in diesem Falle scheinen die Feldspäte auf einer derartig dunklen Lamelle aufzuliegen oder etwas (etwa zur Hälfte) in diese einzusinken. Die andere Hälfte der Feldspäte ist dagegen davon frei. Der Feldspat zeigt zwar öfter eine undulöse Auslöschung, in einzelnen Fällen sogar einen Zerfall in mehrere kleine Brocken. Dies ist jedoch lange nicht immer der Fall. Die Begrenzung der rundlichen sowie der eckigen Feldspatbrocken ist sogar oft ziemlich scharf gegenüber ihrer Umgebung. Von den angeführten dunklen Lamellen sind sie, wie gesagt, oft ganz eingehüllt und zeigen dabei nicht eine Spur einer Zerbröcklung am Rande. Sie löschen ferner zwischen gekreuzten Nicoln häufig einheitlich aus und schließlich tritt die undulöse Auslöschung fast nur an stark zersetzten Stellen auf.

Gestreift sind die Feldspäte sehr selten. Eine sichere Zwillingslamellierung wurde im ganzen an zwei Durchschnitten beobachtet, deren Natur jedoch wegen der Zersetzung nicht bestimmbar war.

Im teilweisen Gegensatze dazu zeigt der Zweiglimmergneis

von der mittleren der drei angeführten Landzungen folgende mikroskopische Verhältnisse. Mineralbestand: viel Quarz, mäßig viel Muskovit (Querstellung zur Schieferungsebene), wenig Biotit und einzelne unregelmäßige oder mehr runde kaolinisierte Feldspatbrocken.

Der Muskovit speziell bildet sehr große Flatschen ohne irgendwelche Spuren einer Zerdrückung aufzuweisen. Er ist stets sehr scharf begrenzt. Dasselbe gilt von den Feldspatbruchstücken. Wesentlich anders ist dagegen der Habitus des Quarzes. Wie in dem vorausgehend beschriebenen Falle, so bildet er auch hier eine Art Mosaik, welches im Gesteine bandförmig verteilt ist. Er kann jedoch auch in Gestalt länglich gestreckter, unregelmäßig begrenzter Gebilde vorliegen.

Die erwähnten mosaikartigen Bänder bestehen entweder aus lauter winzigen Quarzkörnern, wie oben, oder wie dies in Phylliten der Fall ist, beziehungsweise sie zeigen folgende interessante Erscheinungen. Beliebig begrenzte Quarzdurchschnitte, die im Sinne der Schieferung gestreckt waren, löschen vollkommen einheitlich aus. Von einer undulösen Auslöschung ist keine Spur vorhanden. Am Rande greifen sie mit einer sehr feinen Zähnelung in die bewußte Mosaikmasse, in der sie eingebettet liegen und von der sie auch verschiedene Mengen in unregelmäßiger Form einschließen.

Der Eindruck, den derlei Partien auf den Beobachter machen, ist folgender. Es scheint, als ob die winzigen Quarzkörner zusammengeflossen und dadurch optisch einheitlich orientiert worden wären, wobei sie stellenweise einzelne Körner oder gar ganze Partien in der ursprünglichen Stellung, beziehungsweise als mosaikartiges Gemenge im ursprünglichen Zustande in sich aufgenommen hätten. In der Weise ist also förmlich eine Art Siebstruktur zur Ausbildung gelangt, da der Quarz infolgedessen zwischen gekreuzten Nicoln wie durchlöchert erscheint. Letzteres nur mit dem Unterschiede, daß dieser statt anderer Minerale Körner von gleicher Natur aber anderer Orientierung als Einschlüsse führt.

Analoge Verhältnisse wurden im Gesteine von der dritten, das heißt, westlichsten Landzunge erkannt. Hier wurde nur noch folgende Beobachtung gemacht. Im Bereiche der (bei gekreuzten Nicoln mosaikartigen) Quarzgemenge trat Sillimanit auf. Die Nadeln waren im Sinne der Schieferung gestreckt und schienen wie in einem trüben, kaolinartigen, außerordentlich feinkörnigen bis dichten Aggregat zu wurzeln. Sillimanit fand ich auch in größeren Quarzkörnern als Einschluß. Stets war jedoch dies nur dort der Fall, wo derartige Quarze, wie oben angegeben, gleichsam ein Verschmelzungsprodukt kleinerer Quarzkörner zu bilden schienen. Daß hier in den besagten Quarzaggregaten auch eine dem Kaolin zumindest verwandte sehr feinkörnige bis dichte Substanz in verschiedenen Mengen und in Flammenform vorlag, scheint mir außer Zweifel zu sein.

Den ganzen Komplex der Beobachtungen können wir nun an dieser Stelle in der Weise zusammenfassen, daß wir sagen: am Kartenrande westnordwestlich Libic kommt ein petrographisch als Zweiglimmergneis zu benennendes Gestein vor. Dieses, dann Proben von Hurka, nordöstlich Chotěboř, und von den sonstigen in diesem Abschnitte bisher angeführten, hierhergehörigen Lokalitäten

dürften dafür sprechen, daß alle grauen Zweiglimmergneise aus der Umgebung von Chotěboř mit den Grauwacken verwandt sein könnten.

Da ich auf diesen Gegenstand ausführlicher im Schlußabschnitte zurückzukommen beabsichtige, sei hier nur kurz in obiger Form darauf verwiesen und wir wenden uns nun der Besprechung der Grauwackenbildungen vom südlichen Rande unseres Kartenblattes zu.

Gegen Süden haben wir derlei Bildungen bereits bis zum Distrikte nördlich von Brskau verfolgt. Auch haben wir eingangs bemerkt, daß in der Gegend südlich und südwestlich von dem angeführten Orte vornehmlich Biotit, beziehungsweise grauer und Fibrolithgneis vorkommt. Es wurde ferner darauf hingewiesen, daß in und bei Brskau (K. 564 nördlich Brskau) im Hangenden des Biotitgneises, welcher in der Fortsetzung des Grauwackenhorizontes auftritt, Kalksilikatfelse, die in Amphibolite übergehen, konstatiert wurden. Bezüglich dieser Gegend folge nun noch folgendes. Östlich von Brskau stehen Amphibolite, beziehungsweise Kalksilikatfelse an. Sie streichen nordsüdlich und verflächen östlich. Zwischen den Amphibolithorizonten beobachtete ich Biotitgneisbänke, die genau dem Biotitgneise aus dem Hangenden und Liegenden der Kalksilikatfelse (Amphibolite) entsprechen und von denen bei Berücksichtigung von rein petrographischen Merkmalen auch gar nicht getrennt werden können.

Diese Biotitgneise (zwischen den Amphibolitbänken) gehen nun an einer Stelle fast in einen reinen Quarzitschiefer über. Das Gestein verliert nämlich seinen sonstigen Glimmerreichtum, obschon auch im Quarzite minimale Spuren von Biotit und Muskovit vorgefunden wurden. Deshalb sticht es von der Umgebung schon durch seine hellgraue bis grauweiße Farbe ab. Die Schieferung ist sehr deutlich. Auf den Schieferungsflächen tritt in Form dünner Überzüge Eisenoxyd auf. Ein im Querbruche öfter in kleinen Partien beobachtetes erdiges, mit dem Messer ritzbares (weil mit dem Fingernagel nicht erreichbares) Mineral von weißer Farbe wurde als Kaolin aufgefaßt.

Mit Rücksicht auf all diese Beobachtungen glaube ich nicht fehlzugehen, wenn ich vorläufig für die Kalksilikatfelse, beziehungsweise Amphibolite, den Quarzit und für den Biotitgneis, in welchen der Quarzit übergeht, also für alle Gesteine aus der östlichen Umgebung von Brskau sedimentären Ursprung annehme. Alle weiteren Konklusionen folgen im Schlußkapitel.

Die Amphibolite, beziehungsweise Kalksilikatfelse von Brskau kann man, im Sinne des Streichens in südlicher Richtung fortschreitend, bis an den Kartenrand und noch über diesen hinweg verfolgen. Während sie sich jedoch im allgemeinen auf der ganzen Strecke nur durch Lesesteine verraten, stehen sie westlich Hrbov, im Tale des Schlapankabaches (hier in der Karte Skreyschanbach genannt) unmittelbar an.

Behufs entsprechender Beurteilung der Verhältnisse und gleichsam als Bestätigung der Richtigkeit obiger Konklusion sei nun vor allem

hervorgehoben, daß der Amphibolitzug, der am rechten Ufer des Skreyschanbaches, und zwar auf Grund der Lagerungsverhältnisse in der Gegend nördlich K. 483, beziehungsweise an der Mündung des ersten Grabens westlich Hrbov, am rechten Ufer dieses Grabens selbst erwartet wurde, hier tatsächlich angetroffen ward und als unreiner Kalk oder sehr kalkreicher Kalksilikatfels (cf. pag. 262) bezeichnet werden muß.

Da dieser seinerzeit abgebaut und auch gebrannt wurde, ist es noch jetzt möglich vom anstehenden Gesteine ganz frische Proben zu bekommen. Bedeutend unreiner ist der Kalksilikatfels, in welchen der Amphibolit bei K. 521 teilweise übergeht. Bei der Untersuchung der dortigen Blöcke und Lesesteine mit freiem Auge stellt man nämlich im Felde zumeist die Diagnose auf Amphibolit.

Genau wie wir östlich von Brskau im Hangenden des Amphibolitzuges, der von K. 564 gegen Süden streicht, einen Biotitgneis, dann einen Quarzitschiefer und dazwischen schließlich auch Übergänge des einen in den anderen vorgefunden haben, so treffen wir auffallenderweise auch im Hangendhorizonte des Amphibolit-Kalksilikatfelszuges von K. 521 abermals auf einen Quarzit, einen Biotitgneis, beziehungsweise auf verbindende Zwischenglieder zwischen beiden.

Der Quarzit wird hier mehr körnig und undeutlich schiefrig. Sonst bezieht sich jedoch die Übereinstimmung außer auf die mineralisch-petrographischen Merkmale auch auf die Lagerungsverhältnisse. Gehen wir nämlich von Westen (aus dem Gebiete des Amphibolitzuges von K. 521) gegen Ost, so durchqueren wir wie bei Brskau zuerst Biotitgneise und dann den Quarzit, um im Liegenden des nächstfolgenden Amphibolitzuges, beziehungsweise hier Kalk(silikatfels)-lagers dem Gneise nochmals zu begegnen.

Vom bezüglichen kalkreichen Kalksilikatfels, der auch als unreiner Kalk aufgefaßt werden kann, sei noch bemerkt, daß er Biotit aufnimmt und so zum Biotitgneise hinüberführt. Etwas analoges kann nun auch vom Biotitgneise angegeben werden. Dieser nimmt u. d. M. fast farblos erscheinenden Granat auf und scheint zumindest in umgekehrter Folge einen Übergang zum unreinen Kalke zu vermitteln.

In derlei Proben, die durch Aufnahme von viel Quarz und etwas Sericit bei geringerem Biotitgehalte auch zum erwähnten Quarzit hinüberführen, finden sich übrigens auch manche Ähnlichkeiten mit den Gesteinen vom nördlichen Blattrande aus der Gegend westnordwestlich von Libic, wie sie oben detailliert angegeben wurden.

Analoge Verhältnisse finden wir am linken Ufer des Skreyschanbaches und unmittelbar am südlichen Blattrande. Auf der Anhöhe südwestlich von Hrbov, beziehungsweise westlich von dem Wege, der von dieser Ortschaft über den Blattrand nach (Südwesten und nach) Polna führt, findet man nämlich zahlreiche Lesesteine von Amphiboliten und Kalksilikatfelsen. Auch hier soll angeblich einmal ein (wohl unreiner) Kalk gewonnen worden sein. Die Stelle war nicht mehr sicher bestimmbar. Dafür fand ich auf dem erwähnten

Wege von Polna kommend im rechten und im linken Straßengraben zwei anstehende, grünlichgraue Kalksilikatfelsbänke. Die südlichere davon war (im rechten Graben) eigentlich schon mehr ein Kalksilikathornfels.

Von Polna kommend fand ich übrigens rechter Hand, hoch oben auf der Anhöhe, in der Böschung auch einen schiefrigen Amphibolit anstehend.

In dieser Hinsicht stimmen also die hiesigen Verhältnisse vollkommen mit der beobachteten Sachlage in den nördlicheren korrespondierenden Distrikten und bestätigen unsere obigen Konklusionen.

Die Verhältnisse im Norden veranlassen mich nun die Aufmerksamkeit der Gegend westlich von der Straße Polna—Brskau—Přibislau zuzuwenden.

Nordöstlich von der Bor-Mühle oder auf der Anhöhe bei K. 541 fand ich einen sehr quarzreichen Biotitgneis. Der Feldspat und der Glimmer können derart zurücktreten, daß man es mit einem in variablen Mengen Glimmer führenden Quarzite zu tun zu haben glaubt; also Verhältnisse wie am nördlichen Blattrande (Hurka). Genau nördlich von der Bor-Mühle steht dagegen ein Gestein mit Grauwackenhabitus an.

Dem freien Auge erscheint es grau bis dunkelgrau gefärbt und deutlich schiefrig. Auf dem Querbruche erkennt man kreisrund bis elliptisch begrenzte Feldspatkörner von Mohn- bis Hirsekorngröße, die jedoch oft noch viel kleiner werden. Auffallend oft zeigen sie Spaltflächen, die auf der Schieferungsebene normal stehen. Glimmerschüppchen von winzigen Dimensionen erkennt man nur auf dem Hauptbruche, allein im Vergleiche zum normalen Biotitgneise in beachtenswert geringen Mengen. Auf dem Hauptbruche treten auch hier jene mattglänzenden Häute auf, wie sie von den in diesem Abschnitte behandelten Gesteinen schon des öfteren erwähnt wurden (cf. pag. 264).

In einer (für die Untersuchung mit der Lupe) matt durchscheinenden, schiefrigen Masse liegen im Schliffe runde, zumeist jedoch mehr linsenförmige oder auch eckige Feldspäte. Mit der breitesten Seite legen sich diese in der Regel parallel zur Schieferungsebene. Schon mit freiem Auge beobachtet man jedoch im Schliffe auch leicht Stellen, an denen dies nicht der Fall ist. Der Winkel, den diese beiden Richtungen einschließen, kann bis 90° anwachsen. Derlei Stellungen bei gleichzeitig linsenförmiger Begrenzung der Elemente spricht schon allein genug deutlich gegen die eventuelle Vermutung, man habe es vielleicht mit einem zerdrückten, sauren, eruptiven Gesteine zu tun. Die Lupe allein zeigt es also schon im Schliffe, daß man es mit einem klastischen Materiale zu tun hat. Fig. 2 und 3, Tafel VII, sollen uns die mikroskopischen Verhältnisse vor Augen führen. Die Linsen und die eckigen Brocken sind Feldspäte. In manchen Fällen ist dieser deutlich gestreift (Fig. 3, Tafel VII) und zeigt geringe Auslöschungsschiefen mit Bezug auf die Albitzwillingsgrenze. Die Schieferung kommt durch die Parallelordnung winziger Biotitschüppchen zustande, welche mit ebenfalls sehr kleinen Quarzkörnern ein sehr feinkörniges Gewebe bilden, das mit

Rücksicht auf die Feldspatlinsen, beziehungsweise Bruchstücke als eine Art Grundmasse erscheinen mag. Der Vollständigkeit halber soll bemerkt werden, daß die großen Feldspäte auch deutliche Spuren von undulöser Auslöschung verraten können. Daß indes das Gestein durch Kataklase den jetzigen Habitus erhalten hätte, das scheint mir nicht einmal im Bereiche der Möglichkeit zu liegen. Dafür wurde dieses Phänomen zu selten beobachtet.

Mit vollem Rechte könnten wir demnach das Gestein trotz dem Biotitgneishabitus so manchen Handstückes als eine biotitreiche Grauwacke mit stärkerem oder schwächerem Arkoseneinschlage auffassen.

Einer späteren Publikation vorgreifend mag bemerkt werden, daß Autor ein ganz gleiches Gestein auch bei der Kartierung des Blattes Iglau südlich von den letzten Häusern von Klein-Beranau an der Nordwestbahn, am Fuße des Hügels K. 549 beobachtet hat. Darüber folgt mehr in der Arbeit über das Blatt Iglau.

Ähnliche Ausbildungen des sonst im allgemeinen als Biotitgneis zu deutenden Gesteines finden sich im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod auch auf der Linie Bor-Mühle—Neuhof und nördlich von dieser. Manchmal werden sie sehr ähnlich den besprochenen Modifikationen zwischen Brskau und Přibislau. Leider lagen sie nur in Form von Feldlesesteinen vor.

Das Gestein vom Gehänge westlich von der Bor-Mühle ist kurz als Biotitgneis zu bezeichnen. Auffallend ist darin nur die örtlich beobachtete, jedoch seltene, geradlinige Begrenzung der Elemente und die schon häufigere Konturierung mit schwach gebogenen Linien. An einigen wenigen Stellen waren in diesem Gesteine besonders schön mikroperthitische Bildungen erkennbar.

Vorläufig möge es genügen auch hier am Südrande unseres Kartenblattes auf obige sedimentäre Gebilde hingewiesen zu haben, die in verschiedenen Mengen Biotit aufzunehmen imstande sind, deshalb mehr oder weniger einen Biotitgneishabitus aufweisen und von dem schon mehrmals erwähnten Amphibolit-, beziehungsweise Kalksilikatfels(Kalk)zuge im Hangenden begleitet werden.

Wir wenden uns nun der Besprechung verwandter Gebilde aus dem relativen Hangenden des bezüglichen Amphibolit-Kalksilikatfelshorizontes zu und fassen auch in diesem Falle zuerst das rechte Ufer des Skreyschanbaches ins Auge.

Südlich K. 520, beziehungsweise nahe am südwestlichen Ende des Dorfes Hrbov, jedoch schon im Tale des Skreyschanbaches findet man auf der Tallehne zum Teile anstehend, zum Teile in Form von Lesesteinen zahlreiche Belege, die für die Existenz derartiger Gebilde zeugen, wie sie zwischen den Orten Přibislau und Brskau mehrfach beobachtet und oben beschrieben wurden. Durch die Aufnahme von Biotit geht das Gestein auch hier in Modifikationen über, die dem Biotitgneise oder einem Phillitgneise nahekommen. Manche Proben färben graphitisch ab. Das Gestein zerfällt sehr leicht in kleinere Scherben, auf denen sehr häufig Harnischen ähnliche Rutschflächen zur Ausbildung gelangen.

Nahe bei den letzten südwestlichen Häusern von Hrbov wurde am Biotitgneise ein Streichen in h 2 mit ostsüdöstlichem Einfallen beobachtet. Am linken Ufer des Skreyschanbaches kann mithin obiger Horizont nicht südlich, sondern etwas südsüdwestlich von der angeführten Fundstelle erwartet werden. Deshalb wurde auch bei der Begehung das Hauptaugenmerk der Gegend rechts und links vom Wege Polna—Hrbov zugewendet, von wo schon oben zwei Kalksilikatfelse angeführt wurden. Die Tatsachen bestätigten die bezüglichen Vermutungen vollständig.

Im östlichen Straßengraben am besagten Wege fand ich nämlich obigen Phyllit- oder Grauwackenphillithorizont abermals anstehend vor. Im allgemeinen ist der Habitus desselben wie oben. Bedeutend deutlicher kommt makroskopisch nur die Graphitführung zum Ausdrucke. Einmal wurde eine 1 *mm* mächtige Lage beobachtet. Während am rechten Ufer die Mächtigkeit dieses ganzen Horizontes auf (kaum) 10 bis 15 *m* geschätzt werden konnte, ist dies hier nicht möglich gewesen.

Weiter nördlich von der in Rede stehenden Lokalität lagen bis zur Gegend östlich Přibislau im relativen Hangenden des bereits mehrmals erwähnten Amphibolit-Kalksilikatfelshorizontes nur Biotitgneise vor. Erst östlich von dieser Stadt wurden am Karrenwege, der von Přibislau über K. 497 nach Ronov führt, östlich und westlich von der genannten Kote, in einem ebenfalls ausgesprochenen Biotitgneisterrain (cf. pag. 231) wieder Lesesteine angetroffen, die man zum Teile schon makroskopisch als Phyllite, respektive als zum Teile höher krystallin entwickelte Tonschiefer bezeichnen muß. Außer diesen wurden hier noch Feldlesesteine beobachtet, bei deren Namensgebung man im Terrain in Verlegenheit kommt. Die dunkelgrauen, dichten und so gut wie gar nicht schiefrigen Gesteine entpuppten sich erst u. d. M. als dichte Grauwacken.

Im nachstehenden folge nun die Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse in den verschiedenen Modifikationen der angeführten Grauwackengesteine, soferne dies für einige spezielle Ausbildungen nicht schon oben geschehen war.

Als Bestandteile des Gesteines aus dem Steinbruche unter dem Schlosse in Přibislau wurden erkannt: Feldspat, Quarz, ein brauner, beziehungsweise braungrüner und ein heller Vertreter der Glimmergruppe (in vereinzelten Fällen glaubt man es mit Biotit zu tun zu haben), Chlorit, Magnetit und mutmaßliche kohlige Bestandteile.

Die Feldspatdurchschnitte sind teils rund bis rundlich, teils weisen sie eckige Umrisse auf (cf. Fig. 5, Tafel VII). Infolge der weit fortgeschrittenen Kaolinisierung und wegen der gleichzeitigen Glimmerbildung war deren Natur nicht sicher bestimmbar. Nur in einem Falle war an einem geeigneten zwillingsgestreiften Schnitte die symmetrische Auslöschungsschiefe mit 14—16° erkannt worden. Sehr häufig sind die Durchschnitte von einer schmalen, dunklen (fremdartigen) Substanz eingesäumt. Zum Teile ist diese vielleicht Chlorit, oder es liegen winzige dunkle, nicht mehr diagnostische Glimmerschuppen vor. Man sieht es, daß die Feldspäte auf diese Weise von der Umgebung ganz scharf ab-

gegrenzt und geschieden sind. Diesbezüglich beachte man besonders den scharfen, linken, unteren Rand des großen, in der Fig. 5, Tafel VII mittleren, runden Feldspatkornes. Eine randliche Zertrümmerungszone und andere derartige Kennzeichen der Kataklase zeigen zwar die Feldspäte. Erstere können indes auch ganz fehlen. Eine Verbiegung der Albitzwillingslamellen beobachtete ich ein paarmal.

Um sich ein Urteil darüber bilden zu können, in welcher Menge der Feldspat auftritt, wurde ein Schliff nach der Beckeschen Methode mit *Fl H* geätzt und mit Anilinblau tingiert. Die Quantität dieses Minerals stellte sich dabei gegen alles Erwarten groß heraus.

Als primärer Gesteinsgemengteil erscheint der Quarz bei nicht gekreuzten Nicoln zum Teile in Form unregelmäßiger, wasserheller Körner und zum Teile in Gestalt von länglichen bald bänderartigen, bald unregelmäßig begrenzten, schmalen, ebenfalls wasserhellen Streifen, die ab und zu an eine Art Zement erinnern können. Die Körner sind teils optisch vollkommen einheitlich orientierte Einzelindividuen, teils sind sie Aggregate von winzig kleinen Körnchen. Das letztere gilt auch von den bänder-, linsenförmig oder unregelmäßig begrenzten Streifen, die bei gekreuzten Nicoln stets deutliche Aggregatpolarisation verraten.

In derlei Gemengen erkannte man nach der Tinktion mit Anilinblau ganz vereinzelte kleine Feldspatkörner. Hatten die Aggregate unregelmäßige Körnerform, so erinnerten die Durchschnitte lebhaft an sehr feinkörnige Quarzite. Waren sie dagegen lagen-, linsen-, beziehungsweise streifenförmig und in die Schieferungsebene eingeordnet, so machten sie mit den sie begleitenden winzigen (hellen und dunklen) Glimmerschüppchen fast ganz den Eindruck wie ein phyllitisches Gestein (von manchmal etwas höherer Krystallinität). Deute ich die Angaben F. Beckes im Aufsatze: „Gesteine von Griechenland“, Tschermaks Min. u. petr. Mitteil., II. Bd., 1879, pag. 62—64 (Arkosengneis vom Mte. Galzadhes) richtig, so haben wir es hier mit ähnlichen Gebilden zu tun.

Schließlich sei nur noch auf die Tatsache verwiesen, daß ganz gleiche quarzitähnliche Stellen, wie sie voranstehend beschrieben wurden, auch oben, in dem als Gneis benannten Gesteine vom nördlichen Kartenrande, aus der Gegend westlich von Libic (cf. pag. 278) beobachtet wurden.

In (sehr) untergeordneter Menge wurde der Quarz auch als sekundäre Bildung vorgefunden.

Besonderes Interesse verdient aus dem Steinbruche unter dem Schlosse noch eine dichte Probe, die makroskopisch an einen Kieselschiefer gemahnt. U. d. M. erkannte man auf den ersten Blick darin teils runde, teils eckige Feldspat- und Quarzbruchstücke. Bei sehr geringer Korndimension bildet der letztere namentlich die erwähnten „quarzitischen“ Bänder. Zwischen diesen Bändern, also dort, wo auch der Feldspat vorkommt, tritt nun noch ein ebenfalls streifenförmig angeordnetes, blaß(gelblichgrau)grünes Mineral auf, dem sich fast stets etwas Magnetit zugesellt.

Das erwähnte blaßgrüne Element wies fast stets nur ein System paralleler, sehr gut entwickelter Spaltrisse in seinen stets ganz un-

regelmäßigen oder im Sinne dieser Spaltbarkeit etwas gestreckten Durchschnitten auf. Nur sehr selten findet man Schnitte, die zwei Systeme von Spaltrissen aufweisen.

Diese wiederholten die Verhältnisse, wie man sie an Amphibolmineralen in Schnitten senkrecht zur prismatischen Spaltbarkeit beobachtet. Die Interferenzfarbe war hoch. Die Achsenebene halbierte einen Spaltwinkel von rund 120°. War nur ein System von Spaltrissen vorhanden, so lag die Achsenebene parallel zu dieser. Die Auslöschung war dann gerade. Der optische Charakter eines Schnittes senkrecht zu der (nun angenommenen prismatischen Amphibol-) Spaltbarkeit || (110) war positiv. Der Pleochroismus war (sehr) undeutlich; eigentlich sollte man nur von einem schwachen Absorptionsunterschiede sprechen. Daß man es mit einem Vertreter der Amphibolgruppe zu tun hat, ist wohl sehr wahrscheinlich. Fraglich ist nur seine Natur. Ich wäre geneigt ihn als Strahlstein oder als gemeine grüne, schwach pleochroitische Hornblende zu deuten. Wo die Dimensionen sehr klein werden, ist es kaum möglich zu sagen, ob in speziellen Fällen nicht auch ein farbloser Glimmer oder ein Repräsentant der Chlorite vorliegt. — Ob nicht diese Amphibolitlagen die ersten Ansätze zur Ausbildung von mächtigeren, sedimentogenen Amphilbolitlagern oder vielleicht Amphibolitlagen von, ich möchte sagen, mikroskopischen Dimensionen repräsentieren? —

Glimmer sind, von Ausnahmen abgesehen, wie schon erwähnt, zwei vorhanden, ein heller (Muskovit, Sericit) und ein brauner, beziehungsweise grünlichbrauner. Der braune bildet auch schon makroskopisch erkennbare Blättchen, die nach obigen Angaben (pag. 264) manchmal sporadisch auf mattem Grunde auftreten und wie aus einer dunklen Haut herauszuwachsen scheinen (cf. pag. 274).

Die Dimensionen der Schüppchen sind zwar sehr klein. Dennoch findet man hie und da auch etwas größere Lamellen; dies jedoch selten. Zumeist vereinigen sich die winzigen Gebilde zu sehr schmalen Bändern oder Streifen, die im Schliffe eine mehr oder weniger deutliche Schieferung erzeugen und im Hauptbruche verschieden mattglänzend in Form der erwähnten dunklen „Haut" beobachtet werden. Ab und zu bilden die Glimmer (in Gesellschaft eines für Chlorit gehaltenen Minerals) auch eine Art Netzwerk, in dessen Maschen die farblosen Gesteinselemente liegen. Häufig beobachtete man beides nebeneinander. Man könnte demnach (manchmal) von einer eigentümlichen schiefrig-flaserigen Textur sprechen, obschon das Gestein eher als eine phyllitartige Grauwacke denn als Gneis gedeutet werden müßte.

In den Glimmerhäuten fand man sehr zahlreiche, obschon nur sehr kleine Durchschnitte von Lampriten. Pyrit war sicher darunter. Zu diesen gesellte sich schließlich noch ein dunkler, matter Bestandteil, den man wahrscheinlich am ehesten für ein Gemenge einer kohligen Substanz und eines Erzes (Magnetit) halten dürfte. Manchmal bildet es wie eine Art feinen, schwarzen Staubes.

Außer der geschilderten mineralogischen Zusammensetzung enthüllte das mikroskopische Studium schließlich auch die Tatsache, daß unser in Rede stehendes Gestein auch Fragmente älterer Fels-

arten (Tonschiefer, Quarzite) in sich aufgenommen hat. Die Dimensionen dieser sind stets sehr klein.

Während das einschließende Gestein an einer speziellen Stelle sehr feinkörnig war ohne eine Spur einer Schieferung aufzuweisen, und während dieses fast nur aus sehr kleinen Körnern von Quarz, etwas Feldspat und sehr vielen hellen Glimmerschüppchen nebst Spuren von Pyrit bestand, waren dagegen die Fragmente durchgehends fast glimmerfrei oder höchstens sehr glimmerarm. Dafür waren die eckigen Bruchstücke um so reicher an dunklen, vermutlich kohligen Elementen, deren sie so viel führten, daß sie nur sehr wenig durchsichtig wurden und dadurch von der Umgebung sehr abstachen. Die farblosen Elemente waren nicht definierbar. Diese dunklen Bestandteile ließen im durchfallenden Lichte übrigens auch eine undeutliche Schichtung erkennen.

Alle angeführten Beobachtungen berechtigen uns das in Rede stehende Gestein als eine fast bis völlig dichte, stellenweise schiefrige, allein manchmal auch nicht geschieferte Grauwacke zu benennen.

Analoge mikroskopische Verhältnisse verriet das dunkle Gestein aus dem Steinbruche nördlich von dem Kreuze an der Straßenverzweigung unter der Stadt Přibislau.

Es wurde bereits (pag. 264) erwähnt, daß das Gestein aus dem an erster Stelle erwähnten Steinbruche unter dem Schlosse auch verschiedene Mengen von Biotit aufnehmen und so einen mehr oder weniger deutlichen Habitus eines Biotitgneises zeigen kann. Diese Gesteinsmodifikation besteht dann wesentlich aus Quarz, Feldspat und Biotit, zu denen sich in variablen Mengen ein dunkles, für Magnetit gehaltenes Erz, Sillimanit und Spuren von Zirkon hinzugesellen.

Je mehr das Gestein Biotit aufnimmt, um so weniger gleicht es natürlicherweise der oben beschriebenen dunklen Modifikation, die, wie bemerkt, größere Glimmerlamellen nur spurenweise führt. Dies jedoch nicht allein wegen der verschiedenen Biotitführung und der dadurch erfolgenden Braunfärbung. In Schliffen von biotitführenden, allein doch noch biotitarmen Proben waren nämlich noch runde, beziehungsweise ovale, kaolinisierte, dabei jedoch scharf umgrenzte Feldspäte zu beobachten. Quarzeinschlüsse wiesen diese letzteren nie auf. Eine Zwillingsstreifung gehörte zu großen Seltenheiten. Dagegen lagen sie noch häufig in einem Gemenge feiner Quarzkörner eingebettet. Dieses Zement glaube ich mit den oben beschriebenen „quarzitartigen“ Gebilden identifizieren zu dürfen.

In biotitreicheren Proben erscheint dagegen der Plagioklas nicht mehr so stark kaolinisiert. Er kann sogar sehr klar und deutlich zwillingsgestreift vorliegen. Die symmetrische Auslöschungsschiefe, bezogen auf die Albitzwillingsgrenze, wird sehr klein. Der Plagioklas dürfte also im allgemeinen (sehr) sauer sein. Die runden und ovalen Querschnitte desselben machen unregelmäßig eckigen Platz und diese nehmen runde, tropfenartig begrenzte Quarzeinschlüsse auf. Es bildet sich in der Weise eine Art Siebstruktur aus.

In einem solchen Falle wurde die Bestimmung des Plagioklases nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode vorgenommen.

In der Kreuzstellung beobachtete man

$$\varepsilon > \alpha' \text{ und } \omega > \gamma'.$$

Demnach hätten wir es hier mit einem Albit zu tun.

Hand in Hand mit der Biotitanreicherung und diesen Veränderungen des Feldspates verlieren sich auch jene zementartigen, „quarzitischen" (respektive „phyllitischen"), feinkörnigen Quarzaggregate. An deren Stelle treten auch hier größere, unregelmäßig begrenzte Quarzindividuen. Diese zeigen dann manchmal die Tendenz, geradlinige Begrenzungen annehmen zu wollen. Auch führen derartige Quarze ab und zu Biotit als Einschluß. Dieser letztere zeigt hier dann stets kreisrunde oder elliptische Querschnitte (Biotiteier), während der selbständig auftretende Biotit im Querschnitte die gewöhnlichen (leistenförmigen) Durchschnitte aufweist.

Manchmal gesellt sich zum Biotit des Gesteines noch ein kurzfaseriger, heller Glimmer, vermutlich Sericit. Die Biotitlagen sind gleichzeitig die Fundstellen des Sillimanites und des Zirkons (pleochroitische Höfe im Biotit).

Diese Modifikationen sind es speziell, welche fürs freie Auge die größte Ähnlichkeit, beziehungsweise Gleichheit mit petrographisch als Biotitgneise zu bezeichnenden Gesteinen aufweisen und an Grauwacken auch im entfernten nicht mehr gemahnen. Der Autor stellte sie deshalb auch nur unmittelbar in und bei Přibislau zu den Grauwacken, wo dies sichere Beobachtungen gestatteten. Sonst wurden derartige Bildungen auf Grund des Befundes im Terrain als „Gneise" kartiert. Demnach erfolgte auch die Darstellung in der Karte, welche Grauwacken nur dort angeben soll, wo das Gestein als solches erkannt wurde oder zumindest keinen makroskopisch deutlichen Gneishabitus aufweist. Im übrigen sei diesbezüglich auf den letzten Abschnitt dieser Arbeit verwiesen.

Die oben (pag. 284) erwähnte dunkelgraue, dichte Grauwacke, die ich am Feldwege, der Přibislau mit Ronov verbindet, nördlich vom Höhenpunkte 477 sammelte, erwies sich als ein sehr feinkörniges Aggregat, in dem man Quarz(beziehungsweise [?] zersetzte Feldspat-)Bruchstücke und winzige Chlorit-, beziehungsweise Glimmergebilde (Sericit) neben Fragmenten von älteren Gesteinen (sehr feinkörnigen Quarzit, eine ältere Grauwacke und Phyllit) beobachtete. Die ältere Grauwacke und der Phyllit sind wohl schwer voneinander zu trennen, vielleicht ist auch die von mir gemachte Trennung subjektiv. Sie basiert bei der Kleinheit des Kornes und der Schwierigkeit der Unterscheidung der einzelnen Elemente eigentlich nur auf dem Vorhandensein von größeren Quarzbruchstücken in den Grauwacken und dem Fehlen derselben in den vermeintlichen Phylliten. Es ist gar nicht ausgeschlossen, daß die von mir für Phyllit gehaltenen Splitter ebenfalls ältere Grau-

wackenreste repräsentieren. Weniger wahrscheinlich (allein immerhin möglich) scheint das Gegenteil davon den Tatsachen zu entsprechen.

Dagegen unterscheidet sich die ältere Grauwacke sehr wohl von der sie einschließenden jüngeren. Die letzteren Gebilde führen nämlich bedeutend mehr farblose, im Schliffe wasserklare Quarzsplitter. Außerdem wurde in der älteren Grauwacke stets eine bedeutend stärkere Trübung (durch ? Kaolin) beobachtet. Diese letzteren Fragmente erschienen stets viel dunkler als ihre Umgebung. Im Gegensatze zu derlei Einschlüssen waren die Quarzitbruchstücke bedeutend heller als die sie einschließende Grauwacke.

Auch diese Gesteinsmodifikation weist u. d. M. Risse und Sprünge auf.

Ein anderes Belegstück von derselben Stelle möchte ich als einen grauwackenartigen Phyllit bezeichnen. Die Struktur und die mineralogische Zusammensetzung war mit einer unbedeutenden Abweichung deutlich phyllitisch. Als solche wurde die Führung größerer Mengen eines Minerals angesehen, das ich nicht anders denn als zersetzten Feldspat (Kaolinisierung und Glimmerbildung) zu deuten in der Lage bin. Eine Bestimmung war unmöglich. Seine manchmal runden Formen gemahnen an die Durchschnitte der besprochenen Grauwacken.

Noch deutlicher phyllitisch war die Ausbildung zweier weiterer Proben, die ich am selben Wege sammelte, und zwar östlich von dem Punkte, den die große Karte (1:25.000) mit 497 *m* Höhe kennzeichnet. Das eine Belegstück speziell zeigt makroskopisch wie auch mikroskopisch, kurz gesagt, die Eigentümlichkeiten eines Dachschiefers.

Ich muß gestehen, daß ich mit diesen Funden aus der Gegend östlich von Přibislau eigentlich nichts anzufangen weiß, denn verbinden kann ich sie in der Karte nicht miteinander. Das Streichen ist an diesem Wege (westlich K. 597) in Stunde 9—10 und mithin quer zu einer derartigen Verbindungslinie. Dasselbe Streichen finden wir dann auch an den korrespondierenden Stellen im Sazawatale. Da finden wir jedoch petrographisch als Biotitgneise zu bezeichnende Gesteine gut aufgeschlossen, die nach Ost unter einem Winkel von beiläufig 60—70° einfallen (cf. pag. 231).

Plausibel erscheint bei dieser Sachlage möglicherweise vor allem der Gedanke, man habe es vielleicht mit Resten einer eingefalteten Partie zu tun. Dabei fällt jedoch der Umstand auf, daß von diesen „eingefalteten" Partien unmittelbar an der Straße, am sehr gut durch Steinbrüche aufgeschlossenen rechten Sazawaufer, keine Spur zu finden war, obschon sie dortselbst hätten zutage ausstreichen müssen, beziehungsweise können. Betreffs dieser Beobachtungen beschränke ich mich vorläufig auf obige Angaben und verweise im übrigen auf das Schlußkapitel.

An allen sonst hier in Betracht kommenden Fundstellen weist im allgemeinen ein gleicher oder analoger Gesteinshabitus auch auf gleiche, beziehungsweise analoge mikroskopische Verhältnisse hin. Dabei bleibt jedoch das mikroskopische Bild in den einzelnen Fällen

bei weitem kein stereotypes, da der Charakter des Gesteines zu sehr zwischen den Ausbildungen einer Grauwacke, eines Phyllites, beziehungsweise eines Tonschiefers schwankt.

Für die nachstehende Nennung der Proben von den anzu führenden Stellen ging Autor bei dem mikroskopischen Studium von folgendem Grundsatze aus. Viele erkennbare, runde oder eckige (sicher nicht durch Kataklase entstandene) Feldspatbrocken und Quarzsplitter neben eventuellen Bruchstücken älterer Gesteine waren das Charakteristikum der wie üblich, als Grauwacken bezeichneten Proben. Waren keine Bruchstücke älterer Felsarten vorhanden, so bezeichnete ich die Gesteine mit dem Hinweise auf die Phyllit-, beziehungsweise Grauwackenähnlichkeit, bald als Grauwacken bald als Phyllite. Alle phyllitähnlichen Grauwacken führen noch zahlreiche Bruchstücke von Feldspat und Quarz neben vorläufig noch geringeren Mengen des beschriebenen phyllitischen, beziehungsweise quarzitischen Zementes. In den grauwackenähnlichen Phylliten tritt eine Umkehrung der Mengenverhältnisse dieser Komponenten ein.

So viel zum besseren Verständnisse und zwecks kürzerer Ausdrucksmöglichkeit im folgenden Texte.

Am linken Sazawaufer wurde um K. 461 und bei K. 485, an der Straße Přibislau — Polna, abgesehen von den an Biotit reicheren Modifikationen, zum Teile dasselbe Gestein beobachtet wie im Steinbruche unter dem Schlosse. Auch die mikroskopischen Verhältnisse waren dann dieselben. Eine scheinbar zersetzt aussehende Probe von dort (südlich K. 485) erwies sich dagegen als eine Art phyllitische Tonschiefergrauwacke und eine andere dunklere Probe als phyllitische Grauwackenbreccie.

Das Gestein, das in der eben erwähnten Gegend am linken Sazawaufer, südsüdwestlich Přibislau, und zwar (genauer) im Graben westlich K. 461, beziehungsweise dort an der Bahnstrecke ansteht, fast nordwestlich streicht und nordöstlich unter einem Winkel von ca. 80° einfällt, mag man vom petrographischen Standpunkte teils als Biotitgneis und teils als Biotitglimmerschiefer benennen. Es besteht aus sehr viel Biotit und wasserklar durchsichtigem Quarz, aus etwas Muskovit, Chlorit und wenig Magnetit. Der Feldspat ist in wechselnden Mengen vorhanden. Seine Durchschnitte waren mit wenigen Ausnahmen: rund, rundlich oder unregelmäßig elliptisch. An den Enden spitzzulaufende linsenförmige Querschnitte, die auf eine Zerquetschung hätten hinweisen können, habe ich keine beobachtet. Die Ränder von derlei Gebilden waren sehr scharf. Eine randliche Zertrümmerungszone war nie zu beobachten. Stets waren die Schnitte stark zersetzt. Eine Bestimmung war aus diesem Grunde unmöglich. Nach der Behandlung mit *FlH* und Tinktion mit Anilinblau habe ich den Eindruck gewonnen, als ob sich der Feldspat außer in Kaolin (und Glimmer) auch in Quarz umwandeln möchte. Einzelne Stellen in den Feldspatquerschnitten blieben nämlich nach der Tinktion ganz farblos. Mit Hilfe dieser Methode erkannte man übrigens ferner, daß der Feldspat in Ausnahmefällen auch in Quarzaggregaten zu suchen ist. Er tritt hier

ganz so auf, wie wir ihn im Gesteine aus dem Steinbruche unter dem Schlosse in Přibislau gefunden haben. In derlei (seltenen) Fällen war er auch eckig konturiert.

Bild 4, Tafel VII, zeigt uns die mikroskopischen Verhältnisse, wie sie das dünngeschichtete, dichte Gestein einer anstehenden Bank vom linken Sazawaufer, südsüdöstlich vom bezüglichen M. H. aufwies. In einer tonschieferartig phyllitischen „Grundmasse" liegen verschieden große, in der Regel runde, sicher abgerollte Feldspat- und Quarzkörner. Das große, runde Korn in der Mitte des Bildes ist ein Feldspat. Eckige Formen sind unter den Durchschnitten selten. Der Feldspat ist stets stark angegriffen, dabei ist er jedoch nicht immer zwillingsgestreift. Lokal glaube ich die Existenz eines Vertreters der Zoisit-Epidotfamilie annehmen zu dürfen. Von Erzen findet man Kiese und vermutlich Magnetit. Fraglich ist das Vorhandensein von kohligen Substanzen.

Die phyllitische „Grundmasse" kann manchmal nur aus feinen Quarzkörnern bestehen und deshalb quarzitischen Habitus verraten. Die Durchschnitte von derlei (seltenen) Partien sind linsen- oder flammenförmig.

Am Karrenwege, der vom M. H. südlich Přibislau (am linken Sazawaufer) über den Höhenpunkt 539 nach Woleschna führt, fand ich bald ober der Bahnübersetzung sowie auch noch am weiteren Wege bei K. 539 zahlreiche Lesesteine, die makroskopisch mit der einen oder anderen der oben beschriebenen Modifikationen übereinstimmen.

Eine Ausbildung läßt makroskopisch in einem dunkelgrauen, Tonschieferhabitus aufweisenden Gesteinsmateriale ziemlich zahlreiche Feldspäte erkennen, die graugelb bis braungelb gefärbt sind und im Querschnitte bald linsen-, bald kreisförmig begrenzte Formen aufweisen. An diesen Bildungen wurde nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode die Bestimmung des Plagioklases vorgenommen:

$$\text{Parallelstellung } \omega > \alpha', \; \varepsilon < \gamma'.$$

Der Plagioklas gehört also der Gruppe I oder II, beziehungsweise $Ab - Ab_8\ An_1$ oder $Ab_8\ An_1 - Ab_3\ An_1$ an und ist mithin als Albit oder höchstens als sehr saurer Oligoklas zu deuten.

Wie im allgemeinen, so kann auch hier dem Feldspate eine Zwillingsstreifung ganz fehlen.

Eine andere Probe (von ebendort) erwies sich im Wesen als ein bunt zusammengewürfeltes Gemisch von runden und eckigen Quarz- und Feldspatbruchstücken neben größeren und kleineren Splittern älterer Gesteine. Die mikroskopischen Reste dieser letzteren verrieten sich außer als (phyllitische) Tonschiefer und Phyllite auch noch als sichere Quarzitschiefer. Neben einem schwarzen, unbestimmbaren Gesteinselemente (? kohlige Substanz) und neben Magnetit beobachtete man ferner zahlreiche lampritische Bildungen. Diese letzteren fand ich auch in den eingeschlossenen Bruchstücken älterer Gesteine, die übrigens außer Quarz, Chlorit oder Sericit und nur hie und da vorhandenen Muskovitlamellen kaum noch

etwas erkennen lassen dürften. — Eine sekundäre Bildung ist der Limonit.

Andere Proben von diesem Karrenwege können als Grauwacken angesprochen werden, die sich indes u. d. M. als höher krystallin entwickelte Tonschiefer oder vielleicht als phyllitartige Grauwacken bezeichnen ließen, falls Fragmente von älteren Gesteinen gar nicht vorhanden wären.

An dieser Stelle sei des mikroskopischen Bildes erwähnt, das die hellgelbgraue Grauwacke aus der Gegend östlich von Deutsch-Gablonz, beziehungsweise westlich vom Höhenpunkte 475 der Straße Přibislau—Brskau, und zwar vom linken Ufer des Tälchens, das von Böhmisch-Gablonz herabkommt, aufwies. Wie schon pag. 267 bemerkt wurde, enthält das hellgefärbte Gestein schon durch ihre dunkle Farbe in die Augen springende Tonschiefereinschlüsse. Das einschließende Gestein ist (im Bilde 6, Tafel VII linke Hälfte) ein sehr feinkörniges Gemenge von zersetztem Feldspat und von Quarz, zu denen sich zumeist nur noch ein helles Glimmer(Chlorit)-mineral hinzugesellt. Daß ein derartiges Gemenge im Schliffe recht hell durchscheinend sein muß, liegt auf der Hand. Deshalb ist u. d. M. der Gegensatz zwischen diesem und den eingeschlossenen dunklen, deutlich geschichteten Tonschiefersplittern so ungemein deutlich. Man beachte die rechte, dunkle Hälfte im obzitierten Bilde. Der Einschluß konnte nicht in seiner Gesamtausdehnung zur Abbildung kommen. Wegen seiner Größe beschränkte ich mich nur auf die Darstellung der Grenzpartie. Neben derlei Bruchstücken findet man auch Feldspat- und (wenige) Quarzfragmente. Quarzit scheint zwar dabei ebenfalls nicht zu fehlen; er ist jedoch schwer von der Umgebung zu trennen. Auch könnten durch Kataklase Gesteinselemente hervorgehen, die man mit diesem verwechseln könnte.

Eine Probe aus der Gegend östlich Deutsch-Gablonz (südlich Přibislau), bei (westlich) K. 475 an der Straße veranlaßte mich, das dortige Gestein als biotitreiche, phyllitische Grauwacke zu bezeichnen. Eine andere aus derselben Gegend schien für einen nur grauwackenähnlichen Biotitphyllit zu sprechen. Im Gesteine vom rechten Ufer von ebendort fand man sogar in variablen Mengen einen im durchfallenden Lichte blaß rosa gefärbten Granat, der zur Bezeichnung granatführender Biotitphyllit die Veranlassung gab. Knapp daneben fehlt wieder der Granat und das Gestein wird zu einer schiefrigen an größeren Feldspatkörnern reicheren Biotitgrauwacke.

Betreffs des Granates aus dem obigen Biotitphyllit sei bemerkt, daß er stets unregelmäßig begrenzt ist, u. d. M. etwas einsprenglingsartig hervortritt, in seinem Zentrum mehrmals kleine undefinierbare Einschlüsse führt (zum Teile ? Magnetit) und manchmal auch größere, deutlich erkennbare Biotitblättchen in seinem Innern beherbergt. Durch diese Einschlüsse wird man zum Teile an die Siebstruktur erinnert.

Von dem Gange bei der Besprechung der makroskopischen Gesteinsmerkmale abweichend mögen im folgenden an obige Angaben anschließend sofort die mikroskopischen Eigentümlichkeiten der weiter

südlich, und zwar bis an den (südlichen) Kartenrand angetroffenen, hierher gehörigen Felsarten folgen.

Von (östlich) K. 473, beziehungsweise „Tuchwalke“ in Ober-Wěžnic stammt eine Probe, die sich u. d. M. als turmalinführender Biotitphyllit (gneisähnlich, undeutliche Knotenbildung auf dem Hauptbruche) verriet.

Die mikroskopischen Bilder der Proben vom südlichen Blattrande (westlich Hrbov) scheinen teils für einen graphitführenden Phyllit und teils für eine Grauwacke, phyllitische Grauwacke, Biotitphyllitgrauwacke, Grauwackenbreccie, beziehungsweise für einen Phyllit zu sprechen. Bemerkt sei, daß dieses Gestein u. d. M. zahlreiche Spuren von Kataklase aufweist. Die klastische Natur desselben war jedoch trotzdem unverkennbar.

Wenden wir uns nun der Besprechung einiger Proben aus der Gegend nördlich von Přibislau zu.

Figur 6, Tafel VI, soll uns das Bild eines sogenannten Biotitgneises aus dem Tale bei Dobra, also aus der unmittelbaren nördlichen Umgebung von Přibislau (unter dem Friedhofe dieser Ortschaft), vorstellen.

Das Gestein ist sehr reich an Biotit. Im Bilde sind dies die dunkelgrauen Partien. Ferner treten als wesentliche Elemente Quarz und Feldspat auf. Letzterer erscheint im Bilde in Form der großen, runden, hellen Partien am rechten und linken Rande. Auch am unteren Rande ist dieses Element vorhanden. Dies sind die wesentlichen Elemente des Gesteines, das also als „Gneis“ zu bezeichnen wäre.

Außer den obigen Bestandteilen fand man (allein wenig) Magnetit, etwas Chlorit und viel Kaolin (letzteren in den Feldspäten), ferner Spuren von Zirkon und fraglichem Apatit.

Besondere Beachtung verdient der Feldspat, der zumeist gestreift zu sein scheint. Es muß zugegeben werden, daß er mitunter etwas undulös auslöscht. Sehr oft fehlen aber Druckerscheinungen auch völlig. Trotzdem ist er indes rund konturiert. Klarerweise können dann derlei Schnitte unmöglich ihre Formen einem hypothetisch wirksam gewesenen Drucke verdanken, wie dies derzeit so gerne angenommen wird. Das Fehlen einer randlichen Zertrümmerungszone muß sogar als Gesetz hingestellt werden. — Außer runden Querschnitten lagen auch eckige vor. Von diesen gilt alles was von den runden gesagt wurde.

Der Quarz bildet stets nur viel kleinere Individuen als der Feldspat. Zumeist tritt er in Form feinkörniger Aggregate auf. Streifenförmige Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse fehlen diesem.

In einer phyllitischen Grundmasse einer Probe aus dem Gebiete südsüdöstlich vom Žiška-Monumente, die aus kleinen unregelmäßig begrenzten, zu Streifen aggregierten Quarzkörnern, grünlichbraunen Chloritschüppchen von winzigen Dimensionen (vielleicht auch ebensolchen spärlichen Biotitbildungen), ganz vereinzelten Muskovitlamellen und einem Erze (vermutlich Magnetit) bestand, lagen total zersetzte Durchschnitte eines nicht mehr bestimmbaren Minerals. Die überall gleichen Zersetzungsprodukte desselben ließen mich auf eine überall gleiche ursprüngliche Substanz schließen.

Erstere zeigten nun im durchfallenden Lichte eine blaß graugrüne Farbe und bei gekreuzten Nicoln Aggregatpolarisation. Durch Infiltration mit Eisenoxyd geht besagte grüne Farbe in eine verschieden hell bis rotbraune über. Nur an einzelnen Stellen habe ich im Bereiche der in Rede stehenden Aggregate farblose, auf Quarz hinweisende Bildungen erkannt. Sonst scheinen die Aggregate nur oder nur vornehmlich aus Sericit, beziehungsweise Chlorit zu bestehen. Von dem ursprünglichen Mineral ist manchmal eine, wie es schien, gute Spaltbarkeit erhalten (lange andauernde, gerade, scharfe, wenn auch wenige Spaltrisse). Manchmal tritt zu dieser noch ein Rest einer zweiten hinzu (wenige kurze, ebenfalls scharfe Risse, die die ersten schief, etwa wie bei den Plagioklasen trafen). Auch eine Spur von einer ursprünglichen Streifung wie in zwillingsgestreiften Feldspäten könnte ursprünglich vorhanden gewesen sein. Alles dies scheint mir dafür zu sprechen, daß einst ein Feldspat vorgelegen sein dürfte. Sichere Beweise habe ich jedoch keine. Dies der Vollständigkeit halber, denn das Wesentliche an dieser Probe ist überhaupt nicht die Enthüllung der ursprünglichen Natur dieser Durchschnitte. Uns interessiert vielmehr ihre Form mit Rücksicht auf die Umgebung.

Die Querschnitte der hypothetischen Feldspäte waren in verschiedenen Fällen eckig oder rund. Eine randliche Zertrümmerungszone verriet sich in vorgelegenem Stadium gar nicht, beziehungsweise nicht immer sicher. In den meisten Fällen waren nämlich die Durchschnitte sehr scharf konturiert. Über die runden Formen ist kaum noch etwas zu bemerken. Die eckigen dagegen sind völlig unregelmäßig oder breit leistenförmig entwickelt, wie wir sie von Feldspäten kennen. Im Gegensatze zu dem Fehlen einer Zertrümmerungszone um die jetzigen Aggregate erkennt man in einigen, allein (ausdrücklich bemerkt) seltenen Fällen ganz deutlich eine einfache Zerbrechung leistenförmiger Gebilde. Daß also diese Bildungen einem seitlichen Drucke zum Teile ausgesetzt waren, ist unleugbar. Ebenso sicher ist jedoch auch die Erkenntnis, daß dieser Druck allein keine derartige Zerquetschung des Gesteines und Zerkleinerung der Bestandteile desselben verursachen konnte, daß ein „Phyllit" hätte entstehen können, das heißt, daß durch die Kraft, die die Feldspäte lokal zerbrach, gleichzeitig eine Art „phyllitische Grundmasse" (aus einem anderen Materiale) nicht erzeugt werden konnte.

Dies möge genügen, um die Einwendung unser Phyllit, beziehungsweise diese Grauwacke wäre durch kataklastische Prozesse aus einem gar nicht klastischen Materiale (etwa aus einem porphyrischen Gesteine) hervorgegangen, im voraus zurückzuweisen.

Auch sonst nähern sich u. d. M. manche von den Funden aus der Gegend nördlich von Přibislau sehr stark Phylliten, die einem Tonschiefer zumindest sehr nahestehen, beziehungsweise in gewissen Fällen auch vollkommen gleichkommen: Tonschieferlesestein aus der Gegend nördlich von Schönfeld, südlich K. 478; Tonschieferphyllit vom östlichen Ende desselben Dörfchens.

Von dem schon (pag. 271 ff.) erwähnten Funde einer Grauwacke

(cf. Tafel IV, Bild 3) aus der Gegend nördlich Schönfeld, östlich Hegerhaus, nordnordwestlich Höhenpunkt 535, wurde, trotzdem es gewiß nicht uninteressant gewesen wäre, kein Schliff gemacht, da das Material unbedingt größte Schonung erheischte und da man ohnedies schon mit freiem Auge einen Tonschieferbrocken in einem petrographisch nur als Biotitgneis (mit Spuren von Muskovit) zu bezeichnenden, verhältnismäßig quarzarmen Gesteine liegen sah. So sicher als demnach in diesem Falle eine Grauwacke vorliegt, ebenso schwerwiegend ist die Erkenntnis, daß das den Tonschieferbrocken in sich einst aufgenommene Sediment heute einen Gneischarakter aufweist!

Die Ausbildung dieses Gneises ist zwar etwas eigentümlich, da ihm der Quarz zumindest makroskopisch zu fehlen scheint, da die Feldspatkörner manchmal runde Formen aufweisen und da der Querbruch doch wieder so sehr an manche „in Metamorphose begriffene“ [1]) Grauwacken erinnert, daß nicht unberechtigt E. Tietzes Worte betreffs seiner Wackengneise auch hier angeführt werden könnten: „Man würde Handstücke des Gesteines nicht gerade in erster Linie jemandem zeigen, der wissen möchte, wie Gneis aussieht [2]).“

Nach Ansicht des Autors kann es nach vorausgeschicktem und bei Berücksichtigung obiger Schilderung der mikroskopischen Tatsachen zwecks richtiger Beurteilung der geologischen Verhältnisse nicht genug betont werden, daß also unsere Grauwacken auch einen Gneishabitus annehmen können.

Schon nordwestlich von Schönfeld nimmt das Gestein u. d. M. wieder das Aussehen eines Biotitphyllites, beziehungsweise eines granatführenden Biotitphyllites an.

Anknüpfend daran folge die Schilderung einiger Proben aus der südöstlichen und nördlichen Umgebung der Stadt Chotěboř (Bild 3, beziehungsweise 4 und 5 auf Tafel VI), die mit bestem Erfolge mit dem Gesteine von Dobra (Bild 6, Tafel VI) verglichen werden können.

Alle hierhergehörigen Proben sind wie diese (cf. pag. 293) als „Biotitgneise“ zu bezeichnen, denn sie führen bei schiefriger Textur Biotit, Quarz und Feldspat als wesentliche Bestandteile.

Gestein aus der Gegend von K. 531 (große Karte) bei (südöstlich) Chotěboř (Bild 3, Tafel VI). Die beiden großen grauen Querschnitte gehören Feldspäten an. Der randliche (rechte, untere) könnte bei sehr kritischer Beurteilung als undulös auslöschend bezeichnet werden. Keineswegs wäre dagegen dies beim großen, mittleren am Platze. Dabei sehen wir namentlich diesen sehr scharfe Konturen aufweisen. Unregelmäßige Flecke rühren von partieller Kaolinisierung her. Die dunklen Linien im mittleren Querschnitte

---

[1]) Tietze, „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch.“ Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 656.

[2]) Ibidem, pag. 657.

sind unregelmäßige Sprünge (? Spaltbarkeit). Von einer randlichen Zertrümmerungszone war nichts zu merken.

Die dunklen Stränge sind Biotitlamellen, die sich zu derartigen Folien aggregieren.

Die hellsten Partien im Bilde sind Quarzaggregate. Diese bestehen aus lauter kleinwinzigen Elementen.

Manche nicht im Bilde erscheinenden Feldspatdurchschnitte sind durch eine vorzüglich ausgebildete Siebstruktur ausgezeichnet.

Im allgemeinen ist der Feldspat (er scheint nur oder zumindest fast nur Plagioklas zu sein) sehr stark von den Atmosphärilien angegriffen.

Außer obigen Elementen treten noch Chlorit, Spuren von Rutil, Zirkon und (?) Apatit auf.

Probe aus einem Aufschlusse südlich von der Schießstätte, nord-nordöstlich Chotěboř (Bild 4 und 5, Tafel VI).

Das dem freien Auge Feldspat, Quarz, hellen und dunklen Glimmer als wesentliche Elemente verratende schiefrige Gestein ist wie in den früheren Fällen nur als „Gneis", vielleicht „Zweiglimmergneis" zu bezeichnen.

Auch u. d. M. treten dieselben Minerale mit gleichen Rollen auf.

Bild 4. Links und rechts oben so wie links unten erscheint ein sehr stark kaolinisierter Feldspat. Manchmal ist er zwillingsgestreift. Seine Konturen sind in der Natur sehr scharf. Undulöse Auslöschungen kommen vor.

Der feinkörnige Teig, in dem die Feldspäte liegen, ist ein feinkörniges Quarzaggregat.

Bild 5. Links oben, dann etwa in der Mitte (etwas nach rechts) und rechts unten (fast in der Mitte) erscheinen runde, sehr stark kaolinisierte Feldspäte. Die hellweißen Stränge sind Quarzaggregate (cf. Bild 4).

Die ganz dunklen Partien stellen den Biotit vor.

Am unteren Pole des Bildes (etwas nach links) erscheint eine im Bilde etwa 0·8 *cm* breite Muskovitlamelle.

Außer in runden Formen, wie es die Bilder zeigen, tritt der Feldspat, der durchgehends sehr stark zersetzt ist, auch in eckigen Durchschnitten auf.

Er bildet stets die größten Elemente. Der Quarz erreicht ihn bezüglich der Quantität der einzelnen Schnitte nicht einmal vom weitem.

Daß auch diese Felsart einem seitlichen Drucke ausgesetzt war, kann nicht geleugnet werden. Die runden Formen als Resultat einer Kataklase auffassen zu wollen würde indes meiner Ansicht nach kaum den Tatsachen entsprechen.

Auf Seite 143 wurde ein grauer muskovitführender Biotitgneis aus dem Doubravkatale (südlich „u čertoviho stolku") angeführt, aus dem eine Stelle in Fig. 2 der Tafel VI bildlich dargestellt erscheint.

Der Unterschied des angeführten Bildes und des Bildes 1, Tafel V (roter Zweiglimmergneis, pag. 139), ist ohne genauere Er-

klärung an dieser Stelle augenfällig, obschon der mineralische Bestand beider Gesteine in großen Zügen teilweise gleich ist.

Im grauen „Gneise“ herrscht nämlich im Vergleiche zu den Verhältnissen im roten Gneise der Biotit über den Muskovit weit vor (cf. auch pag. 213).

Im großen und ganzen kann die Ausbildung dieses Gesteines jener des „Biotitgneises“ zur Seite gestellt werden. Wegen der vorne pag. 215—236 ausführlich gebotenen Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse desselben wolle eine solche hier unterbleiben. Es folge nur eine kurze Erklärung des Bildes.

Die großen grauen Stellen am linken unteren, dann am rechten oberen Rande und die Linse in der Mitte des Bildes sind runde, scharfbegrenzte, sehr kaolinisierte Feldspäte. Die Rolle dieser kann man mit jener der runden Feldspäte in den weiteren Bildern identifizieren. Undulöse Auslöschungen zeigen wohl diese Schnitte. Die genannte Erscheinung kann indes zumindest ebensogut mit der chemischen Umwandlung in ursächlichem Zusammenhange stehen wie etwa mit einer Druckerscheinung.

Dunkle Streifen stellen den Biotit, die hellen Lamellen den Muskovit vor. Die drei Feldspäte sind demnach durch Glimmerhäute strenge voneinander geschieden.

Die großen, hellen Stellen sollen die Ausbildung des Quarzes vor Augen führen. Zum Teile sind diese übrigens Aggregate kleinerer Körner, was jedoch im Bilde nicht ersichtlich ist. Der Quarz zeigt wohl undulöse Auslöschungen.

Analoge, das heißt, runde Feldspatdurchschnitte glaube ich schließlich berechtigt zu sein auch aus dem grauen „Gneise“ östlich von Sloupně (südlich Věstec) anführen zu dürfen.

Im Anschlusse daran sei es mir nun gestattet noch auf folgende Tatsachen hinzuweisen.

Vor allem wissen wir auf Grund der vorausgeschickten Angaben daß alle obigen Proben in der theoretischen Fortsetzungsrichtung dieser letzteren liegen. Eine Ausnahme bildet nur der Fund östlich von Sloupně.

Ferner beschrieb Becke[1]) aus dem muskovitreichen Gneise von Rodingersdorf nördlich von Horn (Gneis der unteren Stufe) „3—4 *mm* große rundliche Körner von Feldspat“, welche in einer „aus feinkörnigem Feldspat und Quarz, schuppigem Muskovit und wenig grünem Biotit gemengten Grundmasse“ liegen. „Dieselben sind gänzlich erfüllt von Einschlüssen, welche schuppenförmig, blaßgrünlich sind und sich wie Muskovit verhalten. Die Trübung findet sich nur im Innern und setzt scharf gegen eine äußere klare Zone ab, in welcher nur hie und da größere Quarze zu finden sind“. Die Feldspäte sind oft auch „zerborsten“. „Auf den Sprüngen ist Quarz eingedrungen.“

Diese Feldspäte mußten nach Beckes Ansicht früher vorhanden gewesen sein, „als die Grundmasse ihren gegenwärtigen

[1]) „Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels.“ Tschermaks Min. u. petr. Mittlgn., pag 222.

Zustand annahm", weshalb der genannte Forscher daraus weiter schließen zu dürfen glaubte, „daß dem gegenwärtigen Zustand des Gesteines ein anderer vorherging, wo erst einzelne Gemengteile in dem uns jetzt vorliegenden Zustand vorhanden waren". In demselben Sinne ist, wie ich meine, auch die Schlußbemerkung auf pag. 406 sub 3 zu deuten.

Freilich meinte Becke damals, daß mit Bezug auf „den Zustand, in dem sich die krystallinischen Schiefer unmittelbar nach dem Absatz ihres Materials befanden", diese Feldspataugen „nicht für eine Umbildung aus sedimentären Sandsteinen, Tonschiefern usf." (l. c. pag. 407) sprächen.

Meine theoretischen Schlußfolgerungen auf Grund der Tatsachen aus dem Gebiete des Deutschbroder Blattes folgen im IV. Abschnitte dieser Studie.

8. Graphitische, beziehungsweise graphitführende Schiefer.

Der Graphitführung der Grauwacken von Schönfeld dann jener vom südlichen Blattrande (Hrbov) sowie der Schiefer östlich von Chotěboř wurde bereits im vorausgehenden Abschnitte Erwähnung getan.

In allen diesen Fällen handelte es sich nur um ganz unbedeutende, untergeordnete, kaum Millimeter mächtige Einlagerungen oder, was zumeist der Fall war, gar nur um lokale Verfärbungen der bezüglichen Schiefer, in denen der Graphit beobachtet wurde. Auf den Schichtflächen erschienen nämlich jene Gesteine harnischartig glänzend oder sie waren wie erdig zerfallen und ließen sich fettig anfühlen. Auch färbten sie deutlich graphitisch ab.

Wegen den geringen Mengen des Graphites haben diese Vorkommen gewiß keine praktische Bedeutung.

U. d. M. scheint der Graphit (Probe vom südlichen Blattrande) nicht nur neben, sondern auch als Einschluß in den Gesteinselementen aufzutreten. Im Bereiche von feinfaserigen Fibrolithaggregaten wurde er besonders im Quarz und Biotit beobachtet. Die Formen der Durchschnitte sind bald unregelmäßig (wie) kornartig oder tafelig, bald schmal und kurz leistenförmig. Dünntafelige Individuen liegen also so gut wie sicher vor.

F. E. Suess gibt ein Graphitvorkommen auch aus der Umgebung von Libic an [1]). Bis jetzt habe ich es noch nicht gefunden. Dies beweist indes nicht, daß es dort nicht vorkommen sollte. Es kann nämlich außerhalb des Kartenblattes Deutschbrod gelegen sein, da auch Libic knapp am Rande desselben zu suchen ist. Bei der Neuaufnahme des nördlich angrenzenden Kartenblattes Časlau-Chrudim, soll selbstverständlich diesem Gegenstande spezielles Interesse entgegengebracht werden. Letzteres zumal deshalb, da dieses Vorkommen ein

[1]) Bau und Bild von Österreich, pag. 32.

Verbindungsglied des Graphitvorkommens von Chotěboř mit jenem, das Suess aus der Gegend von Hranic angibt, repräsentieren dürfte.

Ein kleines Graphitvorkommen mag vielleicht auch östlich von Rosochatetz zu suchen sein. Wie man mir nämlich erzählte, habe jemand aus der dortigen Gegend zu einer Zeit, als ich mit der Kartierung des bezüglichen Distriktes bereits fertig war und nur gelegentlich dort etwas zu tun hatte, zwischen Rosochatetz und dem M. H. Nemojov auf Graphit geschürft.

Ich beobachtete dortselbst nur graue Biotitgneise mit amphibolitischen Einlagerungen.

Als Hauptverbreitungsgebiet von Graphit im Bereiche unseres Kartenblattes muß die Gegend zwischen (Böhmisch-) Běla (Pf.), Počátek (Ort), Hajek, Jitkau und Cibotin aufgefaßt werden, wo es die zahlreichen Pingen auch schon dem flüchtigen Beobachter verraten, daß man sich dort in einem alten Gruben- oder zumindest Schurfgebiete befindet.

Auf dem Wege, der von der Bahnstation Chotěboř in südsüdöstlicher Richtung über K. 586, den Höhenpunkt namens „Počátek" (615 *m*) der Karte 1 : 25.000, K. 610, bei Hajek und bei der Häusergruppe Bida vorüber bis zur Straße Deutschbrod — (Böhm.) Běla—Ždirec führt, sehen wir außer der Lehmbedeckung vornehmlich graue Muskovit-, Biotit-, beziehungsweise Zweiglimmergneise (cf. pag. 211 ff.) zur Entwicklung gelangen.

Oben wurde bereits der Schwierigkeiten Erwähnung getan, die bei einem Versuche der Abgrenzung dieser Gesteine von dem Biotitgneise auftauchten, da wir in der in Rede stehenden Gegend fast nur mit Lesesteinen und altem Haldenmateriale zu operieren bemüßigt waren. Wie früher (pag. 199), so wollen wir also auch hier die Bezeichnung „grauer Biotitgneis" als einen Sammelnamen auffassen.

Falls überhaupt nötig, so möchte Autor hier nur noch bemerken, daß die „grauen Zweiglimmergneise" dieses Gebietes mit den petrographisch als Muskovit (Zweiglimmer)gneise zu bezeichnenden Ausbildungen des Grauwackenhorizontes respektive mit dessen nördlicher Fortsetzung im Osten zusammenhängen, das heißt, diesen petrographisch vollkommen gleichen, beziehungsweise durch Übergänge mit ihnen innig verbunden sind. Man beobachtet an ihnen, dies freilich seltener, auch eine phyllitische Fältelung (Höhenpunkt Počátek).

Aufschlüsse waren, wie bemerkt, in dem hier in Rede stehenden Gebiete selten. Wo wir solche antrafen, da konnte an den grauen Zweiglimmergneisen stets das sonst beobachtete südsüdöstlich-nordnordwestliche Streichen, welches auch in ein nördliches übergehen kann, erkannt werden. Das Einfallen war wie sonst ziemlich steil östlich. Nur nördlich von Běla fand ich einmal westlich von der Straße, die nach Chotěboř führt, ein westliches Einfallen. Obschon wir nun unmittelbar an den graphitischen Schiefern keine Lagerungsverhältnisse studieren konnten, so geht aus dem Gesagten

doch mit ziemlicher Sicherheit hervor, daß wir auch für diese letzteren kaum ein anderes als südnördliches, beziehungsweise wenig davon in nordnordwestlicher Richtung abweichendes Streichen und östliches Verflächen annehmen dürfen.

Eine mehr oder weniger ausgesprochen nordsüdliche Richtung haben übrigens auch die Verbindungslinien der zahlreichen Pingen, beziehungsweise Schurfstellen. Von Norden gegen Süden fortschreitend fand ich solche an folgenden Stellen: am Karrenwege von Počátek (Ort) nach Hajek, bei der Häusergruppe Bida, auf der Anhöhe östlich Běla (Pf.), besonders bei K. 553, auf dem östlichen Gehänge des Schusterberges und westsüdwestlich von Cibotin, das heißt südwestlich von der dortigen „Pazděrna". Übrigens vermute ich, daß auch knapp westlich bei Střižov auf Graphit geschürft worden [1]) ist.

Diese Stelle, dann jene bei Bida und westsüdwestlich von Cibotin dürften jedoch noch der Grauwackenzone angehören, falls man sich überhaupt dazu entschließen sollte selbe in besagter Gegend als etwas wesentlich Verschiedenes von den grauen Muskovit-, beziehungsweise Zweiglimmergneisen zu deuten. Ich glaube, daß eine Trennung in diesem Sinne Tatsachen verkennen möchte.

Das ganze Graphitschiefermaterial, das im nachstehenden zur Erörterung kommen soll, wurde auf den Ruinen des einstigen Bergbaues, respektive der Bergbauversuche gesammelt.

Bei der Betrachtung mit freiem Auge fällt es vor allem auf, daß die Gesteine, in denen der Graphit auftritt, zum Teile durch einen besonders großen Quarzreichtum ausgezeichnet sind. Manchmal erkennt man — namentlich wenn man die Proben von dem lockeren Erdreiche, das daran haftet, reingewaschen hat, daß das Gestein ein Quarzit (oder wie eine Art Sandstein) ist. Zwischen Počátek und Hajek fand ich nämlich Proben, die auch genau so löcherig waren wie irgendein Sandstein. Neben den Quarzkörnern waren verschiedene Mengen eines hellen Glimmers zu sehen. Teils eine Art Imprägnation, teils Harnisch bildend oder in dünnen Straten tritt der deutlich abfärbende Graphit auf, dem das Gestein eine schwarze oder verschieden graue Farbe verdankt. Rostige Flecke auf dunklem Grunde oder allgemein braune Verfärbung infolge von Verwitterung rührt vom vorhandenen Hämatit her. Als diesem angehörig wurden speziell in einem Falle auch blättchenförmige, metallisch glänzende, schwarze, nicht biegsame, nicht durchsichtige, beziehungsweise durchscheinende und auch nicht graphitisch abfärbende Gebilde aufgefaßt.

Auf der Anhöhe K. 553 östlich Běla kommen Graphitschiefermodifikationen vor, die manchen Grauwackenvarietäten unseres Gebietes nicht unähnlich sind. Ein durch schöne Harnische ausgezeichnetes, dunkelgraues Stück ließ außer dem abfärbenden Graphit noch Quarz und Feldspatkörner erkennen. Auch chloritische Bildungen glaubte man bei der Betrachtung mit freiem Auge annehmen zu dürfen. Außer diesen Bestandteilen tritt noch Pyrit in Linsen und unregelmäßigen Formen auf.

---

[1]) Im Gegensatze dazu glaube ich annehmen zu dürfen, daß man westlich Počátek Erzen nachging.

U. d. M. erkennt man neben obigen Elementen noch seltene Muskovitlappen, viel Sericit und feine Nadeln, die im Schliffe erst bei starker Vergrößerung durchscheinend werden und im auffallenden Lichte grau gefärbt sind. Ich dachte dabei zuerst an Leukoxen. Die Anordnung der Nadeln erinnert jedoch sehr lebhaft auch an Sagenit, was übrigens die bezüglichen Aggregate fast sicher nicht sind. Schließlich sei noch der Beobachtung eines farblosen Karbonates erwähnt.

Wo reichlicher Quarz schon mit freiem Auge zu beobachten war, dort tritt dies u. d. M. nur noch deutlicher hervor. Solche Proben sind dann kurzweg als Quarzite oder als Quarzitschiefer zu bezeichnen. Der Glimmer ist in sehr untergeordneten Mengen vorhanden. Er ist stets farblos (einzelne Muskovitlamellen). Neben diesen findet man winzige dunkle Erzpartikelchen. Beachtenswert scheint mir die Form, in der vermutliche Sericitbildungen auftreten. Diese zeigen bald ganz unregelmäßige Formen, bald sind sie von geraden Linien und scharfen Ecken begrenzt.

In derlei Fällen gewinnt man den Eindruck, als läge ein total zersetzter größerer Feldspat vor, und zwar dies um so mehr deshalb, weil in den genannten Aggregaten auch Kaolin angenommen werden darf. Dieser kann nämlich manchmal im Querbruche schon makroskopisch zwischen den Quarzkörnern erkannt werden.

Entspräche obiger Gedanke den Tatsachen, so wären übrigens diese Feldspäte vielleicht nichts weiter als die Analoga zu den runden und eckigen Feldspäten, die wir im Kapitel über die verwandten grauen (Muskovit-) Zweiglimmergneise erwähnten (cf. pag. 295 ff.), die ihrerseits fast zweifellos die nördliche Fortsetzung der graphitischen Schiefer oder der Grauwacken repräsentieren und die man, soferne sie Quarzite oder solchen verwandte Gesteine sind, auch als Graphitquarzite bezeichnen könnte.

Der Graphit selbst erscheint hier nicht so sehr als Zement als vielmehr in Form von Straten und kleinen Nestern.

Der Form nach lag er zumeist als ziemlich kleine Körner vor.

Außer neben den Quarzkörnern wurde er auch als Einschluß in diesen beobachtet.

Nordnordöstlich von Běla fand ich rechts von der Straße, die von hier nach Ždirec führt, einen anstehenden Granitit. Das gleiche Gestein fand ich ferner nordöstlich von Mariendorf. Im Tale nördlich Běla oder eigentlich noch bei den letzten nördlichen Häusern dieses Dorfes steht ferner ein turmalinreicher Pegmatit unmittelbar an.

Vornehmlich die Beobachtung dieser dem Graphitvorkommen so nahen Granite könnten die Veranlassung sein, die Weinschenksche Theorie [1]) über die Graphitbildung auch in unserem Falle zur Anwendung bringen zu wollen.

---

[1]) „Über einige Graphitlagerstätten.“ Zeitschr. f. prakt. Geologie, Jahrg. 1897 und 1900.

Die Graphiteinschlüsse im Quarze dürften jedoch dafür sprechen, daß man es in unseren Fällen mit einer „sekundären Ablagerung des Minerals“ (l. c. Jahrg. 1900, pag. 181) zumindest nicht überall und sicher zu tun haben mag.

9. Quarzite.

Schon gelegentlich der Besprechung der Cordierit-, beziehungsweise der Biotitgneise wurde darauf hingewiesen, daß die Menge des Quarzes einerseits sehr ab-[1]) und anderseits sehr zunehmen[2]) kann. Auf letztere Weise entwickeln sich aus den verschiedenen Gneisen Quarzite oder solchen verwandte Felsarten (cf. pag. 234 sub *k*).

Derart zu benennende Gesteine repräsentieren jedoch nicht nur gleichsam einen sauren Pol einer Gneisreihe. Beim Studium der Kalksilikatgesteine zeigte sich nämlich, wie pag. 256 bemerkt wurde, daß die gefärbten Gemengteile der Amphibolite zurücktreten und manchmal nur noch in Spuren vorhanden sein können. Auf diese Weise können Amphibolite durch Abnahme der Hornblendemengen in Kalksilikatfelse und diese letzteren in eigentümliche Gebilde übergehen, die der eine als Kalksilikatfelse mit sehr wenig gefärbten Elementen und der andere vielleicht als ein merkwürdiges quarzitisches Gestein deuten könnte, das in Spuren etwas Hornblende nebst Feldspat führt (cf. pag. 260 sub *f*).

Auf die Deutung dieser Erkenntnis mit Bezug auf die Gneise und Amphibolite wollen wir später zurückkommen. Im nachstehenden folgen nur die tatsächlichen Beobachtungen an den einzelnen Lokalitäten und die Schilderung der mikroskopischen Verhältnisse.

Im Einschnitte[3]) der österr. Nordwestbahn, nordnordöstlich von Swětla, beziehungsweise südsüdöstlich Kunemil, beziehungsweise fast genau östlich von Druhanov beobachtete ich dort, wo das Tal der Mala (Kleine) Sazawa auffallend eng wird, daß das Gestein der östlichen Einschnittwand reicher und reicher an Quarz wird, wodurch aus dem Gneise eine Art Quarzit entsteht.

Zwischen diesem und dem eigentlichen Biotitgneise konnte wegen der Übergänge keine scharfe Grenze beobachtet werden. Wo eine solche angenommen worden wäre, hätte sie subjektiv aufgefaßt werden müssen. Deshalb wäre auch die Angabe der Mächtigkeit sehr subjektiv gefärbt. Sicher ist sie zumindest so klein, daß sie sogar in der Karte im Maßstabe 1:25.000 nicht mehr berücksichtigt werden kann.

Das Vorkommen hat also nur theoretische Bedeutung. Dies jedoch um so mehr deshalb, weil paar Schritte weiter gegen Norden bedeutende Mengen von Cordierit in demselben Gneise beobachtet wurden.

Die Proben von obiger Stelle, die nur noch Spuren von Biotit oder gar keinen mehr führen, sind ziemlich hellgrau gefärbt. Die

[1]) cf. pag. 193 und 209.
[2]) cf. pag. 193 und 234 sub *k*.
[3]) Am nördlichen Ende desselben.

Dimensionen der Quarzkörner schwanken zwischen Mohn- und Hirsekorngröße.

Manchmal war das Gestein partienweise vollkommen körnig ohne jede Spur von Schieferung.

U. d. M. erwies sich als das bei weitem vorherrschende Gesteinselement natürlich der Quarz. Zwischen den stets unregelmäßig eckig begrenzten Körnern desselben bildete ein kaolinisierter Feldspat eine Art Zement. Wo sichere Beobachtungen zu machen waren, dort war derselbe zwillingsgestreift. Nach der Beckeschen Quarz-Feldspatmethode ergaben zwei Durchschnitte in Kreuzstellung:

$$\omega \text{ (unmerklich)} > \gamma', \; \varepsilon > \alpha'.$$

Wahrscheinlich liegt demnach ein sehr saurer Oligoklas vor.

Ganz untergeordnet sah ich im Schliffe Glimmer zur Ausbildung gelangen. Dieser war mit einer einzigen Ausnahme stets dunkel. Im allgemeinen tritt er zwischen den Quarzkörnern so auf wie der Feldspat. Biotit und Feldspat fand ich jedoch auch als Einschlüsse in den Quarzkörnern. Hier waren beide zumeist gut bis sehr gut erhalten. Ihre Durchschnitte verrieten runde Tropfenformen.

Dadurch gelangte eine Art Siebstruktur zur Ausbildung.

Das Streichen ist an der besagten Lokalität in Stunde 8, das Verflächen in h 2.

Nördlich von dieser Stelle, und zwar östlich Kunemil, beziehungsweise noch bevor man auf der Strecke zu dem Bahnwächterhause östlich von dieser Ortschaft gelangt, wurde in einem an und für sich verhältnismäßig nicht biotitreichen Gneise eine kaum 1 *cm* mächtige, allein gegen die Umgebung scharf abgegrenzte quarzitische Lage konstatiert.

Ein Quarzit, dem, nebenbei bemerkt, nicht nur theoretische, sondern auch eine gewisse praktische Bedeutung zukommt, ist nordwestlich von Druhanov im Jahre 1903 dadurch gut aufgeschlossen worden, daß fast südlich von Dlužin, beziehungsweise westnordwestlich vom Höhenpunkte 518 am östlichen Gehänge des gegen Unter Bauschitz ziehenden Tales eine Schottergrube angelegt wurde. Der Quarzit von obiger Stelle wird seit dieser Zeit wegen seiner großen Zähigkeit sehr gerne als Straßenschotter gebraucht.

Wie die früheren, so ist auch dieses Gestein mit dem Biotitgneise der Umgebung auf das innigste verbunden. Dies äußert sich in mineralogisch-petrographischer Hinsicht auf die Weise, daß der Quarzit nur ganz lokal vollkommen frei vom Feldspate und vom Biotit ist.

Fast regelmäßig tritt nämlich auch hier zwischen den Quarzkörnern ein fast total kaolinisierter, gelbbraun gefärbter Feldspat als eine Art Zement auf. Der Biotit dagegen bildet bald unregelmäßige „Nester", bald ist er, dies besonders in feldspatreichen Partien, ganz regellos in Form kleiner Schüppchen im Gesteine verteilt. In diesem letzteren Falle zeigt das Gestein übrigens einen eigentümlichen granitischen Habitus, der durch die Parallelstellung der Biotite zu jenem der Gneise führt, oder es hat ein Aussehen, das ihm im Bereiche eines jungen, unanfechtbaren Sedimentes vielleicht den Namen

„Arkose" einbringen könnte. Wir haben es also hier mit einem Quarzite zu tun, auf den die Rosenbusch sche Definition („Elemente", 2. Aufl., pag. 392) nicht wörtlich angewendet werden darf. Dies namentlich deshalb nicht, da die Größe der eckigen Quarzsplitter lokal sogar die Dimensionen einer Erbse übersteigt.

Ganz lokal beobachtete ich außer den obigen Gesteinselementen nur noch (zweimal) kleine dunkelbraune Turmaline. Seine Säulchen waren 3 *mm* lang und auf den Prismenflächen schön gestreift. Im Gegensatze zum Quarze und zum Feldspate fiel er durch seine Idiomorphie auf.

Außer den eben angeführten Elementen beobachtete man u. d. M. nur noch Muskovitlamellen.

Wo der Feldspat auf optischem Wege bestimmbar war, verriet er sich stets als Plagioklas, und zwar als ein Albit oder sehr saurer Oligoklas; also wie im ersten Falle. Die Becke sche Quarz-Feldspatmethode ergab nämlich stets bei

Parallelstellung $\omega > \alpha'$ und $\varepsilon > \gamma'$.

Als sekundäre Gebilde treten vereinzelt Lamprite auf.

Ein echter Quarzitschiefer ist das schon oben erwähnte Gestein aus Brskau südlich Přibislau.

Derselbe ist sehr feinkörnig bis dicht. Er erscheint hell grauweiß gefärbt und zeigt auf seinen Schieferungsflächen Limonitüberzüge. Wo letztere fehlen, sieht man einzelne Muskovit- und sporadische Biotitschuppen. Lokale, weiße, kleine Kaolinpartien lassen das Vorhandensein von minimalen Feldspatspuren vermuten.

Wie eingangs bemerkt, verlieren die Kalksilikatfelse manchmal verschieden stark ihren Gehalt an gefärbten Elementen. Es muß deshalb in den einzelnen Fällen dem subjektiven Ermessen des Beobachters überlassen werden, wo er meint, es mit einem quarzitähnlichen Kalksilikatfelse oder mit einem in Spuren Hornblende und etwas mehr Feldspat führenden Quarzit zu tun zu haben.

Derartige Feldlesesteine findet man im Bereiche unseres Kartenblattes sporadisch fast auf jeder Tour.

In einer solchen, sehr quarzreichen und wenig Hornblende führenden Probe aus der Gegend südlich von Lučic (pag. 260, sub *f*) ergab die Feldspatbestimmung nach der Becke schen Methode einen Plagioklas von der Zusammensetzung eines Albit.

Kreuzstellung: $\omega > \gamma'$ und $\varepsilon > \alpha'$.

Man beachte an dieser Stelle übrigens auch die lokal reichliche Quarzführung der graphitischen Schiefer (cf. vorangehenden Abschnitt) und die quarzitischen Gesteine von Mariendorf (pag. 275).

III. Teil.

Sedimentgesteine.

1. Kreide[1]).

Schon eine flüchtige Betrachtung der Gegenden südlich und nördlich von der Station Chotěboř läßt vermuten, daß die geologischen Verhältnisse hier Hand in Hand mit dem landschaftlichen Szeneriewechsel wesentliche Veränderungen erleiden dürften.

In den flachen Kuppen bei Počátek und Střížov erreicht das Gelände (gegen Süd) Anhöhen, die eben noch jede Fernsicht verhindern, ohne jedoch ihrerseits dem umherschweifenden Auge nur irgendwie als einladende Ruhepunkte dienen zu können. Ein Gebiet, das kaum jemand als schön bezeichnen dürfte! Ganz wesentlich vorteilhafter präsentiert sich die Gegend nördlich und nordöstlich von der genannten Bahnstation.

Über die Depression des Doubravatales in der Gegend von Libic hinwegschweifend, erreicht unser Blick das steile süd(west)liche Gelände des sogenannten Eisengebirges und dessen bewaldete Kuppen. Am Fuße dieses Gebirgszuges sehen wir eine verhältnismäßig hübsche Stufenlandschaft zur Ausbildung gelangen. Sie wird gebildet von den Sedimenten des Kreidemeeres. Soferne diese in unser Arbeitsgebiet fallen, sollen sie später unten abgegrenzt werden. An dieser Stelle sei nur kurz bemerkt, daß sich im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod außer der von Chotěboř aus sichtbaren Kreidebildungen am Fuße des Eisengebirges bei Libic noch eine Partie östlich von Bilek und südlich von Studenec vorfindet.

Zum Zwecke einer kürzeren Ausdrucksweise wollen wir die erst angeführte Partie als das Libic-Stěpanover von dem Bilek-Studenecer Kreidevorkommen unterscheiden. Zwischen beiden ist das Tal des Čerhovka potok zur Ausbildung gelangt. Vorläufig wollen wir dieses Tal als trennende Grenze zwischen beiden auffassen.

Die Libic-Stěpanover Kreidepartie zeigt in der Karte beiläufig die Umrisse eines Dreieckes. Die längste Dreieckseite (ca. 5 *km*) fällt mit dem hier südöstlich-nordwestlich gerichteten Laufe des Doubrava-, beziehungsweise des Čerhovkabaches zusammen. Die nächstkürzere Dreieckseite (ca. 4 *km*) deckt sich mit einem Teile des nördlichen Randes unseres Kartenblattes. Die östliche Grenze (ca. 3 *km*) endlich verläuft in fast südlicher Richtung über Sloupně und östlich Kladruby. Am rechten Ufer des Čerhovka potok findet man außerdem noch bei Odranec und im Dorfe Studenec scheinbar isolierte Kreideüberreste.

Auch die Bilek-Studenecer Kreide zeigt beiläufig die Umrisse eines Dreieckes. Das eine Eck wäre bei Biłek, das zweite bei Studenec (Entfernung ca. 5 *km*) und das dritte beiläufig bei

[1]) Cf. auch „Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Ždirec—Licoměřic.“ Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 399—414.

Ždirec (Entfernung von Bilek ca. 8 und von Studenec 4·5 *km*) oder genauer beim Eisenwerke Alt-Ransko zu suchen. Hier (bei Alt-Ransko) löst sich die Kreidedecke zumindest scheinbar in Inseln auf.

Fundpunkte von problematischen Kreidebildungen sollen später in die Diskussion einbezogen werden.

Das oben umgrenzte Kreidegebiet bildet also nur einen Teil jener cretacischen Bildungen, die im Jahre 1861 durch Ferdinand v. Andrian[1]) für unsere Anstalt zur Aufnahme gelangten.

In seinem Originalaufnahmsblatte finde ich alle Formationsglieder, die er für sein ganzes Gebiet l. c. selbst als Quadersandstein und Quadermergel anführt, zusammengezogen und mit einer Farbe als „Quadersandsteingruppe" ausgeschieden.

Krejčí[2]) faßte (1869) „die tieferen sandigen Schichten unter der Plänerterrasse bei Maleč[3]), Libic, Sobiňov und Radostin[4])" als „offenbar" zu den Korycaner Bildungen gehörig auf.

Der Pläner dieser Terrasse selbst ist nach dem genannten Autor[5]) „ein tonig-sandiges, teilweise kalkiges, in Platten brechendes, gelbes Gestein". Die höchsten Schichten der erwähnten Terrasse gehören nach Krejčí wahrscheinlich den Malnitzer Bildungen an.

Auch Frič[6]) (1878) meint, daß das Hangende des Pläners in unserem Terrain Malnitzer Schichten sein dürften. Dieser Forscher faßt das sandige Gestein von Ždirec und Studenec als Uferbildung auf. Dafür spräche nach seiner Ansicht „das Erscheinen der *Lima multicostata*".

Der Vollständigkeit halber mögen hier noch alle übrigen Fossilien angeführt werden, die Frič (l. c. pag. 39) aus dem Gesteine von den genannten Lokalitäten angab.

Inoceramus Brogniarti
Lima tecta
„ *multicostata*
Pecten Dujardinii
„ *pulchellus*
Ostrea semplana
Cribrospongia radiata.

J. Krejčí und R. Helmhacker unterschieden (1881) in ihrer Arbeit über das Eisengebirge[7]) in unserem Gebiete im Wesen Cenoman und Turon.

---

[1]) „II. Geologische Studien aus dem Chrudimer und Časlauer Kreise." Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1863, XIII. Bd., pag. 183.

[2]) „Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation." Arbeiten d. geolog. Sekt. f. Landesdurchforschung v. Böhmen. Archiv, I. Bd., II. Abt, Prag 1869, pag. 95.

[3]) Nordwestlich Libic nicht in unserem derzeitigen Terrain.

[4]) An der mährischen Grenze.

[5]) l. c. pag. 97.

[6]) „Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation". Die Weißenberger und Malnitzer Schichten." Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. IV. Bd., Nr. 1, Prag 1878, pag. 39.

[7]) „Erläuterungen zur geologischen Karte des Eisengebirges (Železné hory) und der angrenzenden Gegenden im östlichen Böhmen." Archiv d. naturw. Landesdurchforschung v. Böhmen. V. Bd., Nr. 1. Prag 1882.

Das Cenoman für sich trennten sie weiter in eine untere (Perutzer) und eine obere Stufe (Koritzaner Schichten). Die Trennung des Turon in zwei Stufen (in unteres Turon und vermutliche Vertreter der sogenannten Malnitzer Schichten) wird mit Vorbehalt durchgeführt.

Auf eine Arbeit Dr. W. Petraschecks[1]): „Über das Vorhandensein von Malnitzer Schichten in der Gegend von Chotěboř in Ostböhmen" werden wir im weiteren Verlaufe unserer Besprechung Gelegenheit haben zurückzukommen.

Wir werden versuchen die Sedimente des Kreidemeeres in unserem Gebiete in cenomane und turone Bildungen zu scheiden. Das Cenoman selbst teilen wir in keine Unterabteilungen ein. Im Turon wollen wir dagegen einen Plänermergel (Weißenberger Schichten) von dem ihn überlagernden glaukonitführenden Plänersandsteine (Malnitzer Schichten) trennen.

Unternehmen wir nun von der Bahnstation Chotěboř ausgehend eine Wanderung über Bilek und Sobiňov zur Station Ždirec-Kreuzberg. Westlich K. 550, nördlich vom Bileker Teiche, wollen wir von der Straße abweichen. Von diesem Punkte bis zur Haltestelle Sopoty begehen wir den Bahnkörper der Nordwestbahn. Beim letztgenannten Orte ersteigen wir die nördliche Wand, betreten die Ebene, auf der das Dorf Sobiňov steht und machen einen Abstecher auf die Anhöhe K. 594 nördlich Sobiňov. Den Rest des Weges legen wir wieder auf der Straße zurück. Vor Abschluß der Tour besuchen wir noch die Sandsteinbrüche nördlich von der Station Ždirec-Kreuzberg und das linke Doubravaufer zwischen Huti und dem Eisenwerke Ransko. Auf dieser Tour lernen wir Verhältnisse, wie sie im Wesen in der Bilek-Studenecer Kreide angetroffen wurden (cf. Fig. 5, pag. 155), kennen.

Bevor wir die vorerwähnte K. 550 erreicht haben, führt nach Nord, links ins Tal hinab, zum Křivy M. H., ein Karrenweg. Er ist ein noch nicht sehr tief eingeschnittener Hohlweg.

Als herrschende Bildung wurde in den Böschungen eine (schwach) gelblichgraue, lehmigtonige Masse beobachtet, die man sonst auf den ersten Blick hin für (sandigen) Lehm zu halten geneigt wäre. Nimmt man sich jedoch etwas Mühe, so kann es bald gelingen, in der Böschung kleine Brocken eines feinkörnigen, grünlichgrauen, glaukonitführenden Sandsteines zu finden.

Im Osten und Westen von unserem Aufschlusse überlagert diesen verwitterten Sandstein der Plänermergel.

Zur Straße zurückgekehrt betrachten wir von der Anhöhe aus die zunächstgelegene Landschaft nordöstlich von unserem Standpunkte.

Der Křivy M. H. steht auf dem oben (pag. 139 ff.) beschriebenen roten Zweiglimmergneise. Dieses Gestein bildet auch am östlichen Rande des Grabens, der sich beim Křivy M. H. ins Tal hinabzieht, das unmittelbare Liegende des oberwähnten Sandsteines.

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 59—62.

Unter einem nicht sehr bedeutenden Böschungswinkel sieht man die östliche Tallehne von hier aus gegen Ost emporsteigen. Ganz plötzlich macht nach einiger Zeit der Böschungswinkel, welcher schätzungsweise 10° betragen mag, einem zumindest noch einmal so großen (20—40°) Platz, worauf er nahezu gleich 0° wird. Das Auge schweift über eine kleine Ebene — die erste Terrainstufe — hinweg, auf der die Ortschaft Malochin steht. Knapp hinter diesem Orte erhebt sich das Terrain abermals; zuerst ganz sanft, dann unter einem ziemlichen Böschungswinkel, worauf ganz oben eine Ebene mit einzelnen sehr flachen Kuppen folgt. Dies ist die zweite Terrainstufe, in der Gegend Homolaberg genannt. Auf dieser Stufe steht die Ortschaft Markvatic.

Aus der Niveauebene von Malochin (I. Stufe) kommt aus der Gegend von Markvatic eine ganz kleine Wasserader. Ihr Quellpunkt zeigt uns eine geologische Grenze an.

Die späteren Auseinandersetzungen werden zeigen, daß die skizzierte Terrainkonfiguration in wesentlichem Zusammenhange mit der petrographischen Natur der einzelnen Unterabteilungen der Kreidesedimente steht.

Begeht man die Bahnstrecke gegen Sobiňov, so kann man vor allem im Graben links dieselben lehmartigen, grünlich(gelblich)-grauen Bildungen beobachten wie im Hohlwege ober dem Křivy M. H. Während rechter Hand unter dem Bahndamme Zweiglimmergneise erscheinen, sehen wir in der linker Hand sich erhebenden Wand recht bald grauen Plänermergel auftreten.

Weicht man vom Bahnkörper in den ersten folgenden Hohlweg, der gegen Nord führt, ab, so trifft man schon nach etwa 20 bis 30 Schritten auf einen (? temporären) sehr guten Aufschluß in einem feinkörnigen, hellgrauen, deutlich geschichteten Plänermergel. Gar nicht weit vom Bahnkörper entfernt wird derselbe kalkreicher.

Ob auch da, wie beim Křivy M. H., der Zweiglimmergneis das Liegende bildet, war nicht mit voller Sicherheit zu ersehen, obschon dies höchst wahrscheinlich ist. Der Bahndamm verschleiert die Verhältnisse.

Aus einem höheren Niveau des Mergels (von seiner oberen Grenze ?) kommt weiter östlich eine sehr schwache Wasserader herab.

Gute Aufschlüsse findet man weiter bei der Haltestelle Sobiňov (cf. Fig. 5, pag. 155). Aus dem Niveau des Schienenstranges erhebt sich da vor allem eine ostwestlich gestreckte beiläufig 5 *m* hohe Wand. An ihrem Fuße und stellenweise auch höher oben war sie gut aufgeschlossen. Man sah da wieder die von früher her bekannte gelblich oder grünlichgraue, lehmartige, sandige Masse — verwitterten Sandstein — anstehen.

In der Höhe von ca. 5 *m* ist eine sehr schmale Stufe ausgebildet. Das mergelige Gestein, das darauf nach oben folgt, zeigt schon auf einige Distanz (bis zur Haltestelle zumindest) eine andere, das heißt, heller graue Farbe als das Liegende und ist in lauter kleine Scherben zerfallen. Wir haben es mit einem Plänermergel zu tun. Nicht sehr weit von seiner unteren Grenze wird dieser Mergel be-

deutend kalkreicher. Er tritt dann in Form von Knollen auf, die zumeist die Größe des Kopfes eines Kindes erreichen.

Der Friedhof bei Sobiňov liegt schon ganz im Plänermergel, der teils horizontale Lagerung aufweist, teils jedoch in Stunde 10 streicht und schwach gegen Stunde 16 geneigt ist. An dieser Stelle ist vielleicht die lehmige Unterlage dem Drucke des Hangenden ausgewichen oder sie ist vielleicht partiell ausgewaschen worden und hat deshalb eine Störung im Hangenden verursacht.

Im hellgrauen Mergel, der ein nicht sehr dichtes Gefüge aufweist, fand ich hier rotbraune, limonitische Konkretionen.

Bevor wir weiterschreiten, sei bemerkt, daß die vorerwähnte sandige, lehmige Masse im Niveau des Bahnkörpers bis Nova ves (Neudorf) nachzuweisen ist. Bei diesem Orte verschwindet sie unter der Oberfläche oder kann zumindest nicht sicher von den alluvialen Bildungen getrennt werden. Bei Sopoty kann sie bestimmt als das Hangende des Zweiglimmergneises aufgefaßt werden.

Unseren Weg, wie früher angegeben, fortsetzend treffen wir bald hinter dem Dorfe Sobiňov auf einen lichtgelblichen, lichtgrauen oder gelblichbraun gefärbten und durch reichlichen Glaukonit grüngesprenkelten, feinkörnigen Plänersandstein. Er tritt uns hier nur in Knollenform entgegen. Die Knollen werden auf dem Wege bis zum Waldrande sehr zahlreich; im Walde selbst wurden sie selten angetroffen. Sie verschwinden unter der Vegetationsdecke vollkommen.

Zwischen Sobiňov und Ždirec gelang es mir nur Plänermergel zu beobachten. Bei K. 541 ward er an der Straße (nördlich Ransko nové) angrenzend an das Alluvium aufgeschlossen angetroffen.

Wie vordem bemerkt wurde, befinden sich fast nördlich hinter der Bahnstation Ždirec-Kreuzberg mehrere Sandsteinbrüche. Das Gestein, welches in denselben gewonnen wurde, gleicht in petrographischer Hinsicht ganz jenem von K. 594 nördlich Sobiňov.

Der Sandstein erscheint hier, wo er gut aufgeschlossen ist, nur dickbankig entwickelt. „Je ein Exemplar von

cf. Mutiella Ringmerensis Mant.
Lima canalifera Goldf.
Pecten pulchellus Nilss.
Exogyra sp.
Cidaris subvesiculosa d'Orb.

sind neben Haifischwirbeln und einer *Cribospongia* alles, was trotz emsigsten Suchens aufgebracht wurde“ [1]). Übrigens sei noch auf die Fričsche Fossilienliste pag. 306 verwiesen.

Verquert man die östliche Taldepression, so trifft man auch in der Umgebung westlich und südwestlich von Kohoutov den Plänermergel vom glaukonitführenden Plänersandsteine überlagert. In der Niederung nördlich bei Ždirec ist im Kreideterrain ein

[1]) Petrascheck, l c. pag. 61.

kleines Torflager zur Ausbildung gelangt. Die Frage, ob hier, also in der unmittelbaren Umgebung von Ždirec, auch ältere Kreidebildungen vorkommen als es der Plänermergel ist, bleibt vorläufig unentschieden.

Von Ždirec aus besuchen wir nun das linke Ufer des Doubravabaches auf der Strecke von Huti bis zum Eisenwerke Ransko.

Zwischen Huti und der Straße, die von Ransko nové (Neu-Ransko) nach Slavětin führt, finden wir braune sandreiche Lehme.

Östlich von der Straße Neu-Ransko—Slavětin sah ich dagegen bis zum Pobočensky rybnik gar nichts. Der Wald und die sumpfigen Wiesen bedecken den Boden vollkommen. Erst beim M. H. am Pobočensky rybnik fand ich einen glaukonitreichen, feinen Sand in einem offenbar temporären Aufschlusse.

F. v. Andrian hat die erst erwähnten sandreichen Lehme als Kreidebildungen aufgefaßt und im Originalaufnahmsblatte auch als solche ausgeschieden. Derselbe weist sogar das ganze Gebiet, welches östlich von der angegebenen Straße bis zum Pobočensky rybnik und weiter bis Alt-Ransko unmittelbar an das Alluvium angrenzt, dieser Formation zu. Ein gleiches scheint Krejčí zu tun, der lichtgraue, lettige Tone von der Ranskerkuppe „als zufällig nicht weggeschwemmte letzte Reste der tiefsten, zerfallenen Schiefertonschichten zu deuten" sucht („Eisengebirge", l. c. pag. 21) und am östlichen Fuße der Ranskerkuppe, also knapp an der Grenze unseres Terrains (jedoch schon außerhalb desselben) ebenfalls lose Sande vorgefunden haben will.

Alle in Rede stehenden Bildungen von Huti bis zum Eisenwerke Ransko könnten vielleicht ursprüngliche, das heißt, an Ort und Stelle verwitterte, nicht umgeschwemmte Kreidesedimente sein. Möglich ist jedoch auch der Gedanke, man habe es in der besagten Gegend mit neu abgelagerten Resten einer höher im Tale zerfallenen Kreidedecke zu tun. Dabei sehen wir davon ganz ab, daß die erwähnten Gebilde mit Bezug auf das Ursprungsgestein auch leicht aus irgendwelcher anderen Felsart entstanden sein könnten, denn sie grenzen ja, wie oben bemerkt wurde, noch heute unmittelbar an das Inundationsgebiet der Doubravka an. Mit Rücksicht auf die derzeitigen Aufschlüsse wären deshalb diese Kreideausscheidungen eventuell als problematisch aufzufassen.

Es ist klar, daß an der Sachlage auch Funde von Fossilien nicht leicht etwas zu ändern in der Lage wären — denn auch diese könnten ja vielleicht einen kurzen Transport mitgemacht haben. Nur festes, anstehendes Gestein kann Licht in die Angelegenheit bringen. — Davon war jedoch nichts zu sehen.

Der nachstehend skizzierte Weg soll uns mit den Verhältnissen am Rande der Bilek-Ždirecer Kreide und mit jenen in der Libic-Studenecer Partie bekannt machen.

Wir gehen von Ždirec aus, passieren K. 565 und wenden uns gegen West in das Tal des Čerhovka potok, in dem die Orte

Studenec, Podmoklan, Odranec, Bezděkov, Stěpanov, Lhotka und Libic liegen.

K. 565 — an der Straße, die von Ždirec gegen Norden führt — befindet sich noch im Bereiche des glaukonitischen Plänersandsteines. Da, wo der erste Karrenweg von der angeführten Straße gegen West abzweigt, stoßen wir jedoch schon auf Plänermergel. Dieser hält hier nicht lange an. Gegen Norden grenzt an denselben ein Lehmlager. Die Natur dieses letzteren kann vielleicht dieselbe sein wie jene der Lehmbildungen von Huti — Eisenwerk Ransko.

Bevor wir auf unserem Wege ins Tal hinab die ersten Häuser von Ober-Studenec erreicht haben, treffen wir rechter Hand knapp an der Straße auf einen Aufschluß im Plänermergel.

Schon in Ober-Studenec bemerken wir, daß aus den höheren Partien des Plänermergels, beziehungsweise von der Grenze desselben zum hangenden Plänersandsteine rechts und links von unserem Wege bald schwächere, bald stärkere Wasseradern entspringen. Dasselbe Phänomen wurde auf dem ganzen weiteren Wege durch die Ortschaft Studenec und überhaupt am ganzen nördlichen Rande der Bilek-Studenecer Kreide beobachtet. In diesem einen Quellhorizonte haben wir also — so wie früher bei Markvatic — stets auch hier die Gebirgsgrenze zwischen Plänersandstein und Plänermergel gegeben. Da der Sandstein einerseits ein ergiebiges, natürliches Wasserreservoir ist, die Mergel aber, wenn sie etwas aufgelöst sind, nur wenig Wasser durchlassen, ist die Erscheinung hinlänglich erklärt.

Auffallend ist dabei nur folgendes. Plänermergel und Plänersandstein liegen, soweit Beobachtungen vorliegen, abgesehen von kleinen, ganz lokalen Störungen, in unserem Gebiete stets horizontal. Die natürliche Folge davon wäre es eigentlich, daß von dem ostwestlich gestreckten Plänersandsteinrücken Bilek — Studenec — Ždirec gegen Nord und Süd wenigstens beiläufig gleichgroße Wassermengen abgegeben werden würden. In Wirklichkeit bleibt jedoch die Südseite hinter der Nordseite weit zurück! — Die Erklärung hierfür ist auf pag. 155 ff. gegeben. Im übrigen beleuchtet die dortigen Verhältnisse nur einseitig deutbar das Profil Fig. 5, pag. 155.

Während der Plänermergel in Studenec auf dem südlichen Gehänge ziemlich hoch hinaufsteigt, sehen wir ihn am rechten Ufer des Baches nur eine schmale Bordur bilden, die vom Mergel am linken (südlichen) Ufer nur durch die Alluvionen getrennt zu sein scheint. Unmittelbar an der Straße, nordwestlich unter dem Schlosse in Podmoklan-Studenec liegt er zum Teile ganz horizontal, zum Teile jedoch auch vollkommen unregelmäßig. An einer Stelle streicht der Mergel nordöstlichsüdwestlich und fällt unter einem Winkel von 40° gegen Südost ein.

Am Wege, der von Odranec und Podmoklan gegen Südsüdost führt, stehen als Liegendes des Plänermergels abermals die schon mehrmals erwähnten mürben Sandsteine (zu Sand zerfallen) an.

Obschon es so gut wie sicher ist, daß diese Sandsteine überall am nördlichen Fuße des Homolagipfels auftreten und ein Band repräsentieren, das aus obiger Gegend bis zum Křivy M. H. reicht, wobei es beim M. H. Brančov südlich davon verläuft, ist der strikte Beweis für deren dortige Existenz doch sehr schwer, da sie sich meist unter den Talwiesen und den Feld-, beziehungsweise Waldkulturen verbergen. In dieser Hinsicht ist man hier nur auf temporäre Aufschlüsse angewiesen.

Beim M. H. Brančov (cf. Fig. 5) steht als Liegendes der Kreide der muskovitreiche Zweiglimmergneis an (cf. pag. 149), der in nördlicher Richtung streicht und östlich verflächt. Der genannte Meierhof steht auf diesem Gesteine. Nördlich davon fand ich, östlich vom dortigen Karrenwege, Lesesteine von Diorit. Sonst verschleiert der vorhandene Lehm die dortigen Verhältnisse vollkommen. Wie für die Gegend zwischen Huti und dem Eisenwerke Ransko, so muß auch für das lehmige Gelände von M.H. Brančov, Syhrov, Lhotka Hořilová, Bezděkov[1]) und Lhotka so wie für jenes bei Stěpanov und Libic die Frage zumindest zum Teile offen gelassen werden, ob man es mit alluvialen oder cretacischen Bildungen zu tun hat. Von vornherein scheint mir keiner dieser zwei Gedanken ganz ausgeschlossen zu sein. Am plausibelsten erscheint mir folgende Erklärung.

Das Liegende aller Sedimente dieses Distriktes ist sicher der Zweiglimmergneis und lokal ein Diorit. Wie erwähnt, steht ersterer beim M. H. Brančov ganz sicher an. Auf dieser Unterlage ruhen ebendort sicher, vermutlich jedoch im ganzen Tale von Libic bis Podmoklan[2]) der (zersetzte) Sandstein, beziehungsweise graue, lehmige Tone. Diesen hat das Tal seine wasserreichen Wiesen zu verdanken. Auf der vermutlichen Kreideunterlage ist das Alluvium zur Ablagerung gelangt. Zum Teile mischt es sich mit jener. Am Rande des Inundationsgebietes mischen sich indes der alluviale und der eluviale Lehm, beziehungsweise verwitterte Kreide fast bestimmt.

Ersteigt man vom M. H. Brančov das nördliche Gehänge des Homolarückens, so gelangt man aus der Region des verwitterten Sandsteines, beziehungsweise des Lehmes zuerst in die Plänermergel und dann auf der Anhöhe in das eingangs erwähnte Gebiet des glaukonitischen Plänersandsteines (cf. Fig. 5).

Bevor wir beim glaukonitischen Plänersandsteine angelangen, wird der Mergel schichtweise kalkreicher. Derselbe bildet hier genau so wie früher im Süden bei Sobiňov Knollen; man findet jedoch auch kleine Platten.

---

[1]) Nach Krejčí (Eisengebirge, pag. 23) setzen bei Bezděkov (bei Stěpánov) auch die Plänerschichten „als dünne Plattenüberreste“ vom rechten auf das linke Doubravka(richtig wohl Čerhovka!)ufer über. Möglich, ja sogar wahrscheinlich ist dies, allein überzeugt ist Autor dieser Zeilen davon nicht.

[2]) Krejčí (Eisengebirge, pag. 21): „Bei Podmoklan sind dieselben“ (Sandsteine, Sand und Schotter) „von Rasen und Ackererde beinahe ganz verdeckt, sie werden aber durch die reichlich aus denselben entspringenden Quellen angedeutet.“

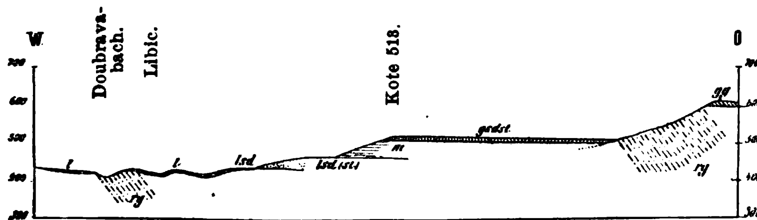
Verlassen wir nun das linke Ufer des Čerhovkabaches, um noch die Kreide vom rechten Ufer zwischen dem Schlosse Stěpanov und der Ortschaft Libic kennen zu lernen.

Der lehmigen Bildungen südöstlich vom genannten Schlosse wurde oben Erwähnung getan.

Zumindest nördlich von der Talstraße finden wir den Plänermergel ausgebildet. Seine südliche Grenze ist wegen der Vegetationsbedeckung nicht genau fixierbar. Auf der Anhöhe hinter dem Schlosse sieht man jedoch den Plänermergel stellenweise sehr gut aufgeschlossen. Auf dem Plateau „Lestinsko" (Profil : K. 513) angelangt erkennen wir in den zahlreichen Knollen den glaukonitischen Plänersandstein wieder, mit dem wir es in den Steinbrüchen bei Ždirec zu tun hatten.

Ungefähr im Meridian von K. 444 der großen Karte suchen wir den dortigen südlichen Waldrand auf.

Fig. 6.



gsdst = Glaukonitischer Sandstein. — *m* = Plänermergel. — *lsd (st)* = Lockere Sandsteine, bezw. lehmige Sande. — *lsd* = Lehmige Sandsteine. — *l* = Lehm. — *gg* = Grauer Biotitgneis. — *rg* — Roter Zweiglimmergneis.

Länge 1:50.000. — Höhe 1:20.000.

Am Wege, der von K. 444 kommt, und weiter in der Richtung gegen das Schloß Stěpanov fand ich den Plänermergel, der am Waldrande selbst ansteht, allein auch von höher oben abgerutscht sein könnte.

Gehen wir vom bezeichneten Wege noch am Waldrande etliche Schritte gegen West, so fällt zuerst ein Aufschluß im verwitterten (glaukonitreichen) Sandsteine auf, der sonst überall das Liegende des Plänermergels bildet. Bemerkenswert in diesem Aufschlusse ist vor allem eine etwa $^1/_8$ *m* tiefe, unregelmäßig begrenzte, ehemalige, sackartige Vertiefung, in der ganz gesetzlos Mergelbrocken eingebettet liegen. Die Substanz, in der die Brocken eingelagert sind, gleicht ganz jener des umgebenden, verwitterten, glaukonitischen Sandsteines. Der Eindruck, den die Stelle auf den Beobachter machte, ist kurz folgender.

Es schien, als ob die Mergelbrocken in einem einst sandig-schlammigen, derzeit trockenen, lehmig-sandigen Materiale liegen möchten. Erstere dürften kaum anders als eine Ausfüllung einer einst bestan-

denen Vertiefung im seinerzeit noch lockeren Sandsteinmateriale aufgefaßt werden können.

In zweiter Linie wurden im genannten Aufschlusse auch einzelne kleine Limonitkonkretionen angetroffen.

Ein paar Schritte vom ebenbesprochenen Aufschlusse entfernt fanden wir einen zweiten mit folgenden Eigentümlichkeiten.

Zu unterst sah man (selten noch kompakten) zumeist verwitterten, grünlichgrauen, glaukonitreichen, sehr feinkörnigen Sandstein anstehen. Lokal findet man in diesem Gesteine kalkige Konkretionen von ganz geringen Dimensionen.

Klimmt man etwas höher empor, so gewahrt man, daß der Sandstein an Glaukonit ärmer und ärmer wird. Hand in Hand damit tritt dann die Schichtung ein, wie sie sonst in den Weißenberger Schichten zu beobachten ist. So sehen wir eine etwa 0·5 *m* mächtige Bank entstehen, für die man hier nicht recht weiß, soll man selbe noch zu dem Sandsteine oder zu den darauf unmittelbar aufgeschlossenen bald kalkreicheren, bald kalkärmeren Partien des Plänermergels ziehen. Zu oberst ist auch der Mergel ganz zersetzt.

Geht man auf diesem Wege vom Schlosse Stěpanov nach Libic, so macht die Straße vor K. 424 eine starke Biegung. Hier kann man vor allem beobachten, daß östlich von der genannten Straßenbiegung, im Profil fast bei der Bezeichnung *lsd*, knapp am nördlichen Wegrande mehrere (im äußerst trockenen Sommer des Jahres 1904 im ganzen drei) Quellen entspringen. Ist dieser (rechte) Straßengraben gut ausgeputzt, so sehen wir darin eine lehmartige Substanz anstehen. Bei den dortigen Terrainverhältnissen könnte man selbe als alluviale Bildung deuten. Geht man jedoch auf den nahen nördlichen Wald zu, so sieht man hier einen hellgrauen Mergel anstehen, der mehr oder weniger Kalk führt. Die kalkreicheren Partien des Gesteines, die stets in dem unteren Horizonte der Mergel angetroffen wurden, treten in Knollenform auch hier deutlich zutage.

Aus diesem Grunde glaube ich annehmen zu dürfen, daß die Straße an besagter Stelle schon unter dem Niveau der Mergelgrenze liegt.

Deshalb ist es von vornherein nicht ausgeschlossen, daß die beobachtete lehmige Bildung ein verwittertes unterstes Glied der Kreidedecke repräsentiert, wie wir derartige problematische Funde auch an anderen Stellen vorfanden.

Fast nördlich von der vorerwähnten K. 424, an der Straße, existiert ein nordnordöstlich gestreckter Damm.

In der Verlängerungslinie dieses Dammes steht im ersten Hohlwege so gut wie horizontal gelagerter Plänermergel an. Verfolgt man den besagten Hohlweg nach abwärts, so findet man in der linken Wand desselben eine Mergelpartie, die h 8—9 streicht und südwestlich unter einem Winkel von beiläufig 20—30° einfällt. Bald hierauf erreichen wir die von früher beschriebenen Stellen bekannten kalkreichen Bildungen der unteren Mergelpartien. Herumliegende Knollen verraten dieselben. Nicht weit davon gelangen wir in den schon öfter erwähnten lockeren glaukonitreichen Sand.

Setzen wir unseren Weg fort, und zwar am Friedhofe vorbei noch stets in der erwähnten sandigen Bildung, so kommen wir zu der

Stelle, wo der Weg, der von K. 463 kommt, auf unseren trifft. Über den Weggraben führt hier ein kleines Brückelchen aus Steinplatten. Etwa fünf Schritte östlich davon treffen wir (aus dem Cenoman kommend) wieder auf den Plänermergel, der hier in Stunde 3 streicht und unter einem Winkel von 60° gegen Nordwest einfällt. Etwa 12—15 Schritte westlich von der obgenannten Brücke erreichen wir die westliche Grenze des in Rede stehenden Mergelhorizontes Wir kommen dann nochmals ins Gebiet des lockeren Sandsteines, passieren jedoch früher wieder jene kalkreichere Bank, die oben stets in der Nähe der unteren Grenze des Plänermergels angetroffen wurde. Es liegt klar am Tage, daß wir es hier mit einer Störung zu tun haben.

Oberwähnter, geschleppter Plänermergel wurde auch weiter in nordöstlicher Richtung, an der nördlichen Grenze unseres Kartenblattes [1]), wieder in gleicher Lage angetroffen.

Soviel über die Ausbildung der Kreide, ihre Verbreitung und Lagerung an den einzelnen Stellen in unserem Terrain.

Kurz zusammengefaßt ergibt sich aus dem Gesagten im allgemeinen folgendes.

Das liegendste Glied der Kreide ist als mürber, ganz verwitterter, glaukonitreicher Sandstein, als lockerer Sand oder als tonige, beziehungsweise lehmig-sandige Bildung beobachtet worden und ruht auf dem oben pag. 139—158 geschilderten Zweiglimmergneise auf. Lokal könnte das Liegende auch der Diorit, wie er pag. 163 angeführt wurde, bilden. Wie schon öfter bemerkt wurde, scheinen die tiefsten cretacischen Sedimente lokal unter Alluvionen, beziehungsweise unter der Vegetationsdecke zu verschwinden. In der Karte wollen wir eingangs angeführte problematische Bildungen von Huti, Ransko usw. nur auf Grund des petrographischen Befundes ausscheiden, wobei wir jedoch gleichzeitig auf diese Zeilen verweisen.

„Wenn auch Fossilien" in den liegendsten Horizonten „nicht aufgefunden werden konnten, so dürfte man der Wahrheit doch am nächsten kommen, wenn man sie als Vertretung der cenomanen Perutzer und Koritzaner Schichten auffaßt" [2]).

Über dem Cenoman erhebt sich, wie eingangs geschildert wurde, die erste Terrainstufe.

Wo uns die Aufschlüsse unmittelbar in die Grenzverhältnisse einen klaren Einblick gewähren, was, wie wir sahen, nicht sehr häufig geschieht, dort treffen wir auf einen sandig mergeligen, sehr glaukonitreichen Horizont, von dessen Stellung ich nichts Sicheres zu berichten in der Lage bin. Nach Petrascheck (l. c. pag. 60) bleibt es unentschieden, „ob der erwähnte glaukonitreiche, sandige Mergel im Liegenden" des Plänermergels „eine Vertretung der Koritzaner Schichten ist oder ob er nicht vielmehr als das Äquivalent einer meist glaukonitführenden, als Mergel, Sandstein oder Plänersandstein auftretenden Stufe aufzufassen ist, die durch das Vorkommen von *Actinocamax plenus* charakterisiert ist und" nach den Angaben

---

[1]) cf. „Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse etc." pag. 413.

[2]) W. Petrascheck, l. c. pag. 59.

Petraschecks von diesem „als Grenzschicht zwischen Cenoman und Turon in Ostböhmen in weiter Verbreitung angetroffen wurde“.

Über diesem Horizonte, dessen Stellung also zweifelhaft bleibt, folgt als das Liegendste des Turonmergels eine auffallend harte, glaukonitführende Plänerbank.

Der Turonmergel selbst „ähnelt“ nach Petraschecks Angaben (l. c. pag. 60) „den Mergeln von Semnitz bei Lissa“. Lokal „enthält er Steinkerne eines Epiaster vom Habitus derer, die in den Weißenberger Plänern Ostböhmens weitverbreitet sind“ [1]).

Diese Mergel müssen wir also wahrscheinlich als Weißenberger Schichten, mithin als Unterturon, auffassen.

Die Ausbildung einer Terrainstufe steht in ursächlichem Zusammenhange mit dem Wechsel der petrographischen Beschaffenheit des Gesteinsmateriales des cenomanen und unterturonen Horizontes.

Über den eben angeführten Bildungen erhebt sich die eingangs erwähnte zweite Terrainstufe, der Plänersandstein.

Nach Petrascheck (l. c. pag. 60) hat das Gestein „große Ähnlichkeit mit demjenigen der Iserschichten der Gegend von Böhmisch-Trübau“.

In meinem Aufnahmsgebiete fand ich die Grenze zwischen den Weißenberger Schichten und der zweiten Terrainstufe nirgends gut aufgeschlossen. Dagegen sind „die tiefsten, den Mergel der Weißenberger Schichten unmittelbar überlagernden Bänke bei Sucha (Südrand des Blattes Časlau) in Gruben aufgeschlossen. Hierselbst gewahrt man feinsandige, glaukonithältige, schiefrige Mergel, die nach oben härter, sandiger und dickbankiger werdend in den erwähnten Plänersandstein übergehen“. Der Vollständigkeit halber mögen hier die Fossilien folgen, die nach Petraschecks freundlicher Bestimmung in diesen sandigen Mergeln vorkommen. Es fanden sich:

Ptychodus mammillaris Ag. (1 Ex.)
Acanthoceras Woollgari Mant. (1 Ex.)
Prionotropis carolinus d'Orb. (2 Ex.)
Mutiella Ringmerensis Mant. (2 Ex.)
Spondyllus spinosus Sow. (5 Ex.)
Pecten pulchellus Nilss. (2 Ex.)
Inoceramus Brongniarti Sow. (2 Ex.)

Für die stratigraphische Stellung der bezüglichen Bildungen ist nach Petrascheck „entscheidend“ der Fund von „*Prionotropis carolinus*, der ein wichtiges Leitfossil der Malnitzer Schichten (*Brongniarti*-Pläner) ist“, als welche wir deshalb auch die Gebilde unserer zweiten Terrainstuffe deuten zu können glauben, wobei wir jedoch „nochmals die Ähnlichkeit des sich rasch aus dem fossilführenden Mergel entwickelnden Plänersandsteines mit Sandsteinen der Iserschichten hervorheben“ wollen (l. c. pag. 61).

[1]) Petrascheck, l. c. pag. 60.

Mit der Tektonik des Kreidegebietes beschäftigte sich Autor oben pag. 154 bis 158 und in einem besonderen Aufsatze in unseren Verhandlungen, Jahrgang 1906.

2. Lehm, Schotter, Sande vom Wartberge bei Frauental.

Bezüglich der Lehmbildungen können wir uns bei gleichzeitiger Berücksichtigung der diesen Gegenstand betreffenden Angaben in der Einleitung zu dieser Abhandlung kurz fassen.

In den breiten und seichten Tälern deute ich den Lehm im allgemeinen fast nur als ein alluviales Gebilde.

Der Gehängelehm dürfte dagegen zumindest zum Teile an Ort und Stelle durch Verwitterung der Gneise, beziehungsweise Granite entstanden und demnach als eluviale Bildung zu deuten sein, denn er beherbergt zumeist noch jetzt formlose Bruchstücke dieser Gesteine. In verschiedenem Maße sind ihm übrigens kleine Quarzkörner als die allerletzten Reste der älteren Gebilde beigemischt.

Südlich, nördlich und zum Teile auch im Westen von Wěžnitz, östlich und nordöstlich Schlappenz und Přibislau, am linken Ufer der Sazawa, und zwar fast von Frauental bis Swětla, dann an beiden Ufern der Mala (Kleine) Sazawa, bei Zboži und Malčin, dann südlich und westlich von Wepřikau (am östlichen Blattrande) und schließlich westlich von Chotěboř fand ich dem dortigen Lehme Schotter beigemengt, weshalb der letztere eigentlich kein reiner Schotter ist[1]).

Der mineralogischen Natur nach sind die Rollstücke des Schotters nur als (weiße) Quarzkiesel zu bezeichnen. Oberflächlich zeigen sie wie einen gelblichen Hauch. Die Dimensionen der einzelnen Rollstücke überschreiten manchmal die Größe einer Männerfaust, freilich sinken sie indes auch unter jene einer Walnuß herab.

Von einer Schichtung konnte ich weder an dem Lehme noch an dem Schotter etwas bemerken. Betreffs der Mächtigkeit des Lehmes, der besagten Schotter führt, steht auf Grund einer von der Domäne Swětla in der Gegend von Zawitkowitz (südlich Swětla) durchgeführten Bohrung fest, daß man dort in einer Tiefe von 11 *m* die krystalline Unterlage noch nicht erreicht hat.

Auf die bezüglichen Lehmablagerungen, von denen wir ausgegangen zurückkommend, möchte ich nun den Gedanken zum Ausdrucke bringen, daß selbe, soferne sie schotterführend sind, nicht oder zumindest nicht in ihrer Gesamtmächtigkeit an Ort und Stelle, wie etwa ein eluvialer Lehm, zur Ausbildung gelangt sein können.

Jenen Gewässern, denen es gelang die Kieselsteine glatt zu scheuern oder wenigstens von wo immer auf die jetzigen Fundstellen und in den jetzigen Verband mit dem Lehme zu bringen, müssen wir nämlich auf jeden Fall auch die lebendige Kraft zumuten zumindest einen Teil der Lehmdecke, die wir derzeit in unserem Blatte vorfinden, hier an- oder umgeschwemmt zu haben.

---

[1]) Dr. E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Jahrg. 1901, Bd. LI, pag. 579—580.

Betreffs des Alters der besagten Bildungen verweise ich auf die bezügliche Diskussion im folgenden Abschnitte.

Im Zusammenhange damit sollen dort auch gewisse feine Sande vom Wartberge bei Frauental besprochen werden.

In diesem Abschnitte sei schießlich noch erwähnt, daß lokal, wie westlich Chotěboř, im Gebiete des Alluviums kleine Tonlager konstatiert wurden, die den Nährboden einer sehr bescheidenen Industrie abgeben können.

Auf der Lehmdecke kann es ganz untergeordnet und lokal außerdem zur Ausbildung oder, besser gesagt, zu den ersten Ansätzen einer sehr kleinen Torfmoorbildung kommen, wie zum Beispiel bei Kinic (nordwestliche Ecke des Blattes) und an manchen Stellen im Alluvium der Bäche (wie zum Beispiel bei Ždirec und Borau).

Verwendung. Die Lehme selbst werden im ganzen Bereiche des Kartenblattes an unzähligen Stellen (besonders bei der Stadt Deutschbrod) abgebaut und zur Ziegelfabrikation verwendet. Bei Zawitkowitz sah ich, daß der schotterführende Lehm durchsiebt, und daß auf diesem Wege ein vorzüglicher Quarzschotter zur Erhaltung der Straßen gewonnen wird.

IV. Teil.

Zusammenfassender Rückblick und Diskussion einiger in den vorausgeschickten Abschnitten besprochenen Beobachtungen.

In den vorausgehenden Abschnitten bemühte ich mich dem Leser tatsächliche Beobachtungen vollkommen oder wenigstens möglichst frei von jeglichem theoretischen Beiwerke zu bieten. Dagegen möchte ich im nachstehenden auf dem sicheren Boden der Tatsachen stehend die aus letzteren sich unmittelbar ergebenden Schlüsse ziehen und die verschiedenen Phänomene unter dem Gesichtswinkel der derzeit geltenden Theorien betrachten, um schließlich auch zu allgemeineren Konklusionen zu gelangen.

1. Alter des Zweiglimmergranites und seine Relationen zur Schieferhülle.

Gelegentlich der Besprechung des Zweiglimmergranites, Zweiglimmergranitgneises (pag. 131), des Cordierit-, beziehungsweise der ganz allgemein als Biotitgneise aufgefaßten Felsarten wurde dargetan, daß an einzelnen Stellen [im Steinbruche am linken Sazawaufer bei Deutschbrod (pag. 125), in den erwähnten Einschnitten der Bahn Deutschbrod—Humpolec (pag. 127 ff.), im Steinbruche an der Nordwestbahn westlich Okroulitz und südlich Pohled (pag. 257), bei den Lagergraniten östlich von der Bahnstation Okroulitz (pag. 202), in der Gegend südlich Blumendorf, beziehungsweise am halben Wege von dort nach

Lerchenhof, und zwar östlich von der Straße (pag. 129) sowie im Tale des Pollerskirchner Baches (pag. 129), schließlich im Gebiete östlich Borau (pag. 131) usw.] die betreffenden Granite jünger sind als die gleichzeitig dortselbst vorkommenden Schieferkomplexe.

Weiters wurde früher (pag. 130) und sonst mehrmals ganz kurz bemerkt, daß daraus für uns von selbst die Berechtigung zur Annahme von möglicherweise erfolgten physikalisch-chemischen Prozessen resultiert, durch welch letztere die bezüglichen Schieferpartien (die ganze Schieferdecke also mithin nur an einzelnen Stellen) ihren derzeitigen Habitus erlangt haben könnten.

Im nachstehenden folge nun der Beweis für die Berechtigung dieser These. Hier soll ferner gezeigt werden, daß auch der Gedanke, die ganze Schieferhülle sei ein Kontaktprodukt, nicht nur möglich ist, sondern daß er auf Grund der vorausgeschickten Erfahrungen geradezu zu einem Produkte logischer Notwendigkeit wird.

I. Berücksichtigt man die gegenseitige Entfernung und Verteilung obiger Lokalitäten mit Bezug auf die Grenze des Zweiglimmergranites gegen die Schieferhülle im allgemeinen und mit vorläufigem Ausschlusse des Borauervorkommens (pag. 131), so möchte ich meinen zuerst zu den Schlüssen berechtigt zu sein, daß erstens der Granit nicht nur an obigen einzelnen Stellen, sondern überhaupt entlang jener Linie, welche all die angeführten Punkte verbindet, jünger ist als der dort auf die verschiedenste Weise in Mitleidenschaft gezogene Schieferkomplex. Ferner meine ich aus denselben Gründen auch, daß dasselbe für den Granit entlang seiner ganzen Grenze gegenüber den Schiefern im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod Geltung haben dürfte.

Von selbst folgt deshalb daraus der weitere Schluß, daß mithin der Granit entlang seiner ganzen hier in Betracht kommenden Grenze die Schieferhülle im Kontakte umgewandelt haben könnte.

Die Art des Verbandes des Zweiglimmergranites mit dem Cordierit-, beziehungsweise mit dem Biotitgneise und die Form des Auftretens dieser Felsarten in den beiden westlichen Sektionen (c. f. pag. 122—125, beziehungsweise 200—204) führen uns im weiteren zu der Ansicht, daß obige Schlußfolgerungen auch für dieses Territorium vielleicht nicht unberechtigt wären.

Legen wir aber an dieser Stelle den in obigen Gebieten gewonnenen Maßstab bei gleichzeitiger Berücksichtigung des Granitgneisvorkommens von Borau (pag. 131) auch bei der Beurteilung der östlichen Sektionen an, so wird unserer Conclusion bezüglich der vorerst angenommenen Möglichkeit einer Kontaktmetamorphose auch für dieses Gebiet kaum wiedersprochen werden können.

Betreffs der Ausbildung des Zweiglimmergranites an der Grenze gegen die Schieferhülle sowie abseits davon verweise ich hier kurz auf die bezüglichen vorausgeschickten Angaben auf pag. 118—122.

Auf Grund der Erkenntnis, daß der Zweiglimmergranit im Bereiche des ganzen Kartenblattes gleich ausgebildet ist, schließe

ich übrigens, daß er allem Anscheine nach hier auch in den verschiedenen Partien gleichaltrig sein dürfte, und daß der ganze Zweiglimmergranit im westlichen Teile meines Aufnahmsgebietes jünger ist als die Schiefer in seiner Umgebung, oder mit anderen Worten, daß ersterer aus ein und demselben, das heißt aus einem einheitlichen Magma hervorgegangen ist. Auf Grund der gesammelten Erfahrungen gibt es nämlich gar keinen stichhältigen Grund, der uns zwingen könnte, hier zwei oder mehrere zeitlich verschiedene Graniteruptionen annehmen zu müssen, beziehungsweise überhaupt zu dürfen.

Daß übrigens auch alle vom Hauptgranitstocke abseits gelegenen, kleinen Granitinseln unseres Aufnahmsgebietes zu derselben Deutung berechtigen, erhellt ferner ebenso aus dem gelegentlich der Besprechung der Wechselbeziehungen zwischen Granit und Biotitgneis (im allgemeinen Sinne) pag. 200—204 angeführten Tatsachenkomplexe (wie zum Beispiel Granit westlich Smrdov und die Lagergranite etc.) als wie auch aus den ganz gleichen mineralogischen und strukturellen Eigentümlichkeiten der Gesteine, welche Tatsachen mit Rücksicht auf den relativ beschränkten Umfang des Gebietes als beweiskräftig aufgefaßt werden können. Lokale, größere oder kleinere Muskovitführung oder das Auftreten von Turmalin ändert die Sache nicht wesentlich.

Für unsere Beweisführung genügt es, wenn wir uns weiters hier vergegenwärtigen, daß die verschiedenen schiefrigen Felsarten aus der Umgebung des Zweiglimmergranites verschieden reichlich Minerale als wesentliche Elemente führen, die allgemein als typische Kontaktprodukte[1]) aufgefaßt werden.

Als solche glaube ich, ganz abgesehen von dem massenhaft auftretenden Biotit und eventuell vom Graphit den überaus reichlich vorhandenen Cordierit, ferner den Sillimanit, Andalusit, Staurolith, Skapolith (pag. 258), den Granat, den zwar seltenen Spinell, dann den lokal erscheinenden Disthen, den Kalkspat, Wollastonit und manchmal den Titanit deuten zu dürfen.

An dieser Stelle, wo wir von Kontaktmineralien sprechen, möchte ich mir schließlich erlauben abgesehen von dem lokal auftretenden Turmalin nur noch eines Fluoritfundes Erwähnung zu tun.

Dieser liegt zwar nicht mehr in meinem Aufnahmsgebiete allein auch nicht weit abseits davon, und da er mir für die Beurteilung der Sachlage ungemein wichtig und beweiskräftig zu sein scheint, deshalb kann ich nicht umhin darüber folgende Bemerkungen hier aufzunehmen[2]).

Vom Bürgerschuldirektor in Humpolec Herrn Gustav Kobliha wurde mir mitgeteilt, daß jenseits meiner westlichen Blattgrenze an der Straße von Humpolec nach Ledeč (fast südlich von der letztgenannten Ortschaft), beziehungsweise südsüdöstlich Kožla und fast westlich von der Mühle in der Karte (1:75.000)

[1]) E. Weinschenk, „Allgemeine Gesteinskunde", I. Aufl. pag. 107—108.

[2]) Dies namentlich deshalb, weil meines Wissens dieses Fluoritvorkommen derzeit in der Literatur noch gar nicht bekannt ist, obschon es Krejčí und wahrscheinlich auch Helmhacker gekannt haben dürften.

Petzky m. genannt, ein Fluorit vorkomme. Ich besuchte diese Stelle unter Führung des genannten Herrn und fand tatsächlich, daß dort Flußspat, und zwar an einer Stelle, wie es schien, unmittelbar anstehend vorkommt. Zur Zeit meines Besuches war an der besagten Lokalität ein relativ junger Waldbestand und die Aufschlußverhältnisse waren dementsprechend wenig erfreulich. Im allgemeinen mußte ich meine Beobachtungen auf Lesesteine beschränken, die jedoch unter der Moosdecke nicht gar schwer zu erlangen waren. An dem in Rede stehenden Fundorte wurde nämlich einstmals der Fluorit angeblich zwecks Verwertung bei der Verhüttung von Eisenerzen aus der Umgebung (woher?) abgebaut. Deshalb lag dort noch relativ viel von dem nicht verbrauchten Fluoritmateriale herum.

Der Fluorit war im allgemeinen weiß, graugelblich, violett oder grünlich gefärbt. Teils war er in kleinen Krystallen (Oktaeder- und Würfelform, einzeln oder in Kombination) auf den Wänden der kleinen Hohlräume beobachtet worden, teils trat er in einem (scheinbaren Gang-) Quarze eingesprengt, derb auf. Ich sah bis kopfgroße derartige Gebilde von grobkörniger Struktur. Unter dem Einflusse der Atmosphärilien werden derlei Stücke mit der Zeit ganz roglig. Bisher meine eigenen Beobachtungen.

Später wurde von Interessenten der Versuch gemacht, diesen Fluorit zu technischen Zwecken zu gewinnen. Dabei habe es sich jedoch herausgestellt, daß das genannte Fluoritvorkommen angeblich eine „Kluftausfüllung" repräsentieren soll und der Abbau wäre unrentabel gewesen. Den steinbruchmäßigen Aufschluß hatte ich nicht gesehen und ein eigenes Urteil kann ich deshalb über den in Rede stehenden Gegenstand nicht abgeben.

Für unsere Zwecke wäre dieses an der Stelle auch ziemlich irrelevant, denn, daß Fluorit relativ nahe (5·5 *km*) an der Westgrenze des Kartenblattes Deutschbrod auftritt, das ist einmal Tatsache. Daß nun der Flußspat in ursächlichem Zusammenhange mit dem dort auch auftretenden Granite, der von unserem Zweiglimmergranite kaum verschieden sein dürfte, zu bringen ist, darüber herrscht, wie ich glaube, auch kaum ein Zweifel.

Aus all dem folgere ich nun, daß der Granit auch am westlichen Rande meines Aufnahmsgebietes die Fähigkeit gehabt haben mag das Nebengestein im Kontakte umzuwandeln, denn es ist ja doch auch den Fluorit gestattet als Zeugen von physikalisch-chemischen Vorgängen aufzufassen, die eine kontaktmetamorphosierende Wirkung [1]) geäußert haben könnten.

Vergleichen wir die an unseren Gesteinen gemachten mineralogisch-strukturellen Beobachtungen schließlich noch mit jenen, die an den höchst metamorphen Schiefern anderer, speziell der sächsischen [2]) Granitkontakthöfe gemacht wurden, so sehen wir eine

[1]) Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde, I, pag. 108.

[2]) „Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen." F. Schalch, Sekt. Schwarzenberg; K. Dalmer, Sekt. Kirchberg; E. Weber. Sekt. Radeberg, beziehungsweise Königsbrück; G. Klemm, Sekt. Pillnitz; R. Beck, Sekt. Kreischa-Hänichen, beziehungsweise Sekt. Pirna; O. Hermann, Sekt. Pulsnitz, beziehungsweise Radeburg usw.

auf der ganzen Linie fast wörtlich vergleichbare Übereinstimmung.

Die Querstellung der Biotitschüppchen mit Bezug auf die Schieferungsebene wird da wie dort beobachtet. Die bienenwabige Struktur der Gesteine sowie die skelettförmige Ausbildung gewisser Gemengteile ist ebenfalls in beiden Fällen ganz gleich. Genau dasselbe kann schließlich bezüglich der Einschlüsse und ihrer Form, beziehungsweise der Reinheit und Einschlußfreiheit der verschiedenen Elemente (namentlich Quarz) angeführt werden. Auf die Analogie in der mineralogischen Zusammensetzung braucht dabei nicht einmal weitläufig aufmerksam gemacht zu werden[1]).

Bevor wir nun unsere Betrachtungen weiter fortsetzen, wollen wir versuchen darüber ins klare zu kommen, in welchen Grenzen die Annahme einer Kontaktmetamorphose gestattet sein mag, denn es ist zumindest möglich, wenn nicht wahrscheinlich, daß eine bedingungslose Verallgemeinerung ebenso unzutreffend sein könnte, wie wenn wir eine Kontaktmetamorphose trotz obiger Überlegungen kurzweg gar nicht anerkennen wollten.

Die Tatsache, daß ich die schon kartographisch als Cordieritgneise ausgeschiedenen Felsarten als Kontaktprodukte deute, dürfte bei dem heutigen Stande der Ansichten und bei Berücksichtigung all der vorgebrachten Tatsachen kaum einen Stein des Anstoßes abgeben. Anders würden jedoch vielleicht die (allgemein) als Biotitgneise zusammengefaßten Felsarten oder zumindest gewisse Varietäten derselben (zum Beispiel die granulitartige Ausbildung) beurteilt werden.

Wir haben gesehen, daß die mineralogische Zusammensetzung der Biotitgneise in gewissen Grenzen variabel und in speziellen Fällen etwas verschieden ist. Durch den Ausfall von Biotit und durch das gleichzeitige Zurücktreten des Feldspates kann lokal der Biotitgneis in einen Quarzit (cf. pag. 234 *k* und pag. 300 ff.) übergehen. Umgekehrt kann untergeordnet fast nur Biotit zur Ausbildung gelangen oder es herrscht ein Feldspat allein bedeutend vor.

Trotz all dem ist jedoch die mineralogische Zusammensetzung im allgemeinen nahezu dieselbe (cf. pag. 215—248).

Solange wir also diese Felsart im allgemeinen betrachten, können wir sie als petrographisch einheitlich auffassen. Dazu berechtigen uns namentlich die verschiedenen Zwischenformen zwischen einzelnen Extremen.

Auf Grund der angegebenen Tatsachen und da ich speziell das Strukturphänomen auf einen überall gleichen Werdeprozeß, beziehungsweise auf einen überall gleichen Umwandlungsprozeß zurückführe, denn für mich gibt es bei den gegebenen Verhältnissen absolut keinen Grund im Gebiete des Cordierit- und in jenem des Biotit-Gneises als Erzeuger derselben Strukturformen verschiedene physikalische Ursachen annehmen zu müssen, deshalb komme

---

[1]) Entsprechende Angaben finden sich fast in jedem Hefte der Erläuterungen der (pag. 321, Fußnote 2) angeführten Sektionen.

ich zu der weiteren Konklusion, daß auch alle allgemein als Biotitgneis oder als „Quarz-Sillimanitknauern führender Horizont" ausgeschiedenen Felsarten denselben Werdegang mit Bezug auf ihre jetzigen Eigentümlichkeiten hinter sich haben, wie die Cordieritgneise.

Berücksichtigen wir also gleichzeitig 1. die Erscheinungsweise des Zweiglimmergranites und der Schiefergesteine, dann 2. die stets konstanten Eigenschaften des ersteren, 3. die Tatsache, daß es in unseren Schiefern am Zweiglimmergranite zur Ausbildung obiger Reihe von Kontaktmineralien gekommen war, 4. alle Einzelheiten, die in den früheren Abschnitten (cf. pag. 195—199, beziehungsweise pag. 215—236, 237—238, 239—240 und 245—248 u. a. m. a. O.) über die mikroskopische Struktur der Gesteine angeführt wurden, 5. die Homologie mit sächsischen und anderen sicheren Kontaktprodukten und 6. die allgemeine Konstanz in der Ausbildung der „Gneise", so wird man kaum ernst zu nehmende Einwendungen gegen die Ansicht vorbringen können, daß der Gesamtkomplex der als Cordierit- sowie der als Biotitgneise (im allgemeinen) bezeichneten Felsarten seine derzeitigen mineralogischen und strukturellen Eigentümlichkeiten durch einen kontaktmetamorphosierenden Prozeß, der als vom Zweiglimmergranite ausgegangen angenommen wurde, nicht nur erlangt haben könnte, sondern auch fast bestimmt erlangt hat.

II. Klarerweise muß in jedem Falle, wo im großen Maßstabe, wie bei uns, die Abwickelung jener Prozesse, die wir unter dem Namen „Kontaktmetamorphose" heute zusammenfassen, nicht nur angenommen, sondern auch nachgewiesen werden soll, ein doppeltes zutreffen. Erstens muß ein entsprechendes eruptives Tiefengestein vorhanden sein, von dem eine metamorphosierende Tätigkeit ausgehen soll. Diese Bedingung wäre durch den vorausgeschickten Nachweis des nach der Theorie erheischten Verhältnisses zwischen dem Granite, beziehungsweise Granitgneise (pag. 131) und der Schieferhülle erfüllt. Zweitens müssen aber auch Felsarten vorhanden sein, die einer Kontaktmetamorphose erwiesenermaßen fähig sind. Vielleicht könnte man nämlich sagen, daß die Existenz all' der sogenannten „Kontaktstrukturen" noch nicht die wirklich erfolgte diesbezügliche Umwandlung beweise. Möglich, oder zumindest denkbar ist es ja, könnte man einwenden, daß auch verschiedene, also auch gar nicht einer Kontaktmetamorphose fähige Gesteine durch verschiedene Prozesse — dieselben äußeren Formen und die gleiche mikroskopische Struktur annehmen könnten[1]). Mit der angedeuteten zweiten Bedingung wollen wir uns nun im folgenden beschäftigen.

A. Aus dem zweiten Teile der vorliegenden Abhandlung ist zu entnehmen, daß den Cordierit-, beziehungsweise den Biotitgneisen verschiedene andere Gesteine, wie Quarzite, Kalke,

[1]) Grubenmann, „Die kristallinen Schiefer", I. und II. Teil.

Kalksilikatfelse, graphitische Schiefer und Amphibolite konkordant eingeschaltet sind.

Bis auf die Amphibolite und vorsichtshalber manche der graphitischen Schiefer können wir die ganze übrige Reihe auf Grund der vorausgeschickten Beobachtungen ohne weiteres als sedimentogenen Ursprunges und mithin in gewissen Grenzen, die durch die Natur der Substanz gegeben erscheinen, als (vorläufig irgendwie) verändert auffassen.

Bei den Amphiboliten muß dagegen diese Deutung nicht unbedingt und im ganzen Umfange dieser Gruppe den tatsächlichen Verhältnissen entsprechen.

Unter den als Amphibolite gedeuteten Felsarten findet man nämlich einerseits solche, die typische Pflasterstruktur und skelettförmige Formen gewisser Elemente aufweisen, also solche, die in struktureller Hinsicht allein und schon ohne Berücksichtigung der Lagerungsverhältnisse genau dieselben Beobachtungen zulassen wie gewisse sichere Kontaktprodukte. Anderseits entdeckt man jedoch in einer größeren mikroskopisch untersuchten Suite der hierhergehörigen Proben auch solche, die von derartigen Merkmalen gar nichts erkennen lassen.

Wollte ich bei der ersteren der beiden ins Auge gefaßten Gruppen die Entstehung der besagten Strukturverhältnisse auf andere Ursachen zurückführen als bei unanfechtbaren Kontaktbildungen, so müßte dies unbedingt als ein Akt reinster Willkür stigmatisiert werden, denn Beweise könnte ich für ein derartiges Vorgehen absolut keine liefern.

Derartig ausgebildete Amphibolite betrachte ich also ebenso wie die krystallinen Kalke und Kalksilikatfelse oder die Quarzite, soferne sie gleiches Gefüge verraten, als Kontaktprodukte. Zumindest mit letzteren sind aber gewisse „Gneise" (cf. p. 302 ff) mineralogisch verwandt. Strukturell sind es alle. Von der Substanz, aus der erstere hervorgegangen sein mögen, sehe ich dabei vorläufig ganz ab.

Als ganz und gar unentschieden betrachte ich die Frage, auf welchem Wege die oben an zweiter Stelle angeführte Gruppe der Amphibolite, die keine Spur einer Kontaktstruktur erkennen läßt, ihren derzeitigen Habitus erlangt habe.

Voranstehende Gedankenreihe ergibt demnach von unanfechtbaren Sedimenten ausgehend bei Berücksichtigung der Struktur allein und ohne Bezugnahme auf die Lagerung als Endresultat den Schluß, daß im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod alle Cordieritgneise, die Biotitgneise (im allgemeinen), die Kalke und Kalksilikatfelse, ferner in einem durch die Natur der Substanz beschränkten Maße die Quarzite und vielleicht auch die graphitischen Schiefer oder wenigstens deren beiderlei Übergänge in die Biotitgneise und schließlich (zumindest) ein Teil der Amphibolite (vom Zweiglimmergranit) theoretisch kontaktmetamorphosiert werden mußten, damit

eben dadurch die überall gleiche Kontaktstruktur zur Ausbildung gelangen konnte.

B. Im weiteren betrachten wir die Art der Verteilung der sicher sedimentogenen Einlagerungen, als welche, wie gesagt, die Kalke, Kalksilikatfelse und Quarzite gedeutet werden dürfen, beziehungsweise auch müssen.

Diese erinnert unwillkürlich an die Verteilung einzelner färbiger Fäden in einem nicht oder verschieden von den vermeintlichen Fäden gefärbten und deshalb streifig aussehenden Textilprodukte.

Bei dem an den verschiedenen Stellen der vorausgehenden Abschnitte klargelegten Tatbestande scheint es mir nun undenkbar, daß (ganz abgesehen von allen vorne berücksichtigten Beweismomenten) der gesamte Schieferkomplex zwischen diesen über das ganze Kartenblatt verteilten sicheren sedimentogenen Einschaltungen eines anderen Ursprunges sein könnte als obige unbedingt nur als ursprüngliche Sedimente aufzufassenden Schichtglieder. Wir hatten es ja doch mit Cordieritgneisen in einem sehr großen Gebietsteile zu tun!

Ein aliquoter Teil, den wir nicht mehr zu erkennen vermögen, kann ja eventuell auch eruptiven oder tuffoiden Ursprunges immerhin sein.

Die Art und Weise der Verwebung der erwähnten sicheren Sedimente und die Berücksichtigung der Mengenverhältnisse dieser und der Gneise führt uns also ebenso wie die vorausgehende Schlußreihe zu der Ansicht, daß die Gneise zumindest teilweise sedimentogenen Ursprunges sind.

Sedimente sind aber, wie die Erfahrung lehrt, allgemein einer kontaktmetamorphen Umwandlung unzweifelhaft fähig!

Bezüglich der Möglichkeit einer Umwandlung dieser deduzierten Sedimente durch ihren Kontakt mit dem jüngeren Zweiglimmergranite möge an dieser Stelle kurz auf die oben an erster Stelle (I) geäußerten Gedanken verwiesen werden.

III. Zwecks teilweiser Ergänzung derselben, beziehungsweise zwecks einer Beweisführung von einem dem früheren nicht identen Standpunkte aus könnten wir jedoch noch auf das überaus häufige Vorkommen von Pegmatiten und von aplitischen Gebilden im Gebiete unserer Cordierit- und Biotitgneise aufmerksam machen. Letzteres besonders dann, falls obige Argumentation (I), auf Grund derer wir dem Zweiglimmergranite den Charakter eines echten und jüngeren Intrusivgesteines als es die Schiefer sind zusprachen, nicht als für das ganze Gebiet des Kartenblattes Deutschbrod ausreichend befunden werden sollte.

A. Die Bildungsepoche der Pegmatite und Aplite[1]) sowie der Gang(Teil)gesteine überhaupt wird bekanntlich so gut wie von allen Forschern mit Bezug auf den Zeitabschnitt, in dem sich in

[1]) E. Weinschenk, „Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer". Abhandl. d. k. bayer. Akademie d. Wiss. II. Kl., XXII. Bd., III. Abt., pag. 752.

einem Gebiete vulkanische Prozesse eventuell abgespielt haben, als diesem unmittelbar nachfolgend aufgefaßt. Mit anderen Worten: die Epoche des Nachlassens der vulkanischen Energie, durch welche der Zweiglimmergranit entstanden ist, und jener Zeitabschnitt postvulkanischer Prozesse, in welchem wir uns durch letztere die Bildung der Pegmatite (cf. pag. 285), Aplite und aller sonstigen Gang(Teil)gesteine erklären dürften, können doch nicht durch so lange Zeiträume voneinander getrennt gedacht werden, daß in dieser (Zwischen-)Epoche der ganze Schieferkomplex, der auf dem Granite heute gelagert ist, nicht nur entstanden, sondern gar noch gefaltet und dabei metamorphosiert hätte werden können. Dem widerspricht ja die bereits bewiesene Tatsache, daß der Granit jünger, denn der Gneis ist an und für sich.

Schon aus der besagten Durchaderung der Schieferhülle von Pegmatiten und Apliten sowie auch aller anderen diesbezüglichen Gang(Teil)gesteine folgt mithin eine neuerliche Bestätigung, daß sich diese Hülle bereits vorfand, als es zur Eruption, das heißt, zur Bildung des Zweiglimmergranites kam. Das Granitmagma konnte also zumindest auf selbe einwirken.

B. Ferner spricht jedoch für die Auffassung, daß alle Gang(Teil)gesteine sowie der Zweiglimmergranit jünger wie die „Gneise" sind, und daß die Schiefer ihre derzeitigen Eigentümlichkeiten nicht durch Dynamo-, sondern durch Kontaktmetamorphose erhalten haben, auch die Tatsache, daß die Gang(Teil)gesteine überhaupt keine und die Granite so gut wie fast keine Spur einer Zerdrückung aufweisen, wo dies doch unbedingt in einem breiten Umfange und bedeutenden Maße hätte geschehen müssen, falls die Gang(Teil)gesteine und die Granite älter als die Schiefer wären. Das Verhalten des Zweiglimmergranites (schiefrige Textur $^1/_2$ *m* von der Gesteinsgrenze (cf. pag. 120) kann doch nicht in der Weise und als Folge jenes seitlichen Druckes gedeutet werden, der nach der Hypothese vom Dynamometamorphismus mehrere Kilometer mächtige Sedimentkomplexe hätte umwandeln sollen. Zumindest theoretisch scheint mir also dies in unserem Falle einfach — undenkbar, was auch jene Forscher werden zugeben müssen, welche die schiefrige Struktur nur als Produkt des Druckes aufgefaßt wissen wollen.

Als auf einen (scheinbaren) Gegensatz zum Verhalten des Zweiglimmergranites muß hier auf die Rolle des roten Zweiglimmergranites aus der Gegend (allgemein) östlich von Chotěboř hingewiesen werden. Ich vermute, daß dieses letztere Gestein älter als der dortige Biotitgneis und mithin auch älter als der Zweiglimmergranit ist, sowie daß die Umwandlung des Biotitgneises auch im genannten Distrikte auf den Zweiglimmergranit zurückzuführen ist, denn zum Beispiel bei Věstec zeigt ja der graue Biotitgneis lange nicht die nötigen Spuren einer Kataklase, um die Annahme berechtigt erscheinen zu lassen, daß er gleichzeitig mit dem roten Zweiglimmergranitgneise schiefrig geworden wäre und

mithin infolge seitlichen Druckes seinen jetzigen Habitus erlangt hätte. Bezüglich der Altersfrage sowie noch einiger anderer Momente betreffs des roten Zweiglimmergranites hoffe ich übrigens mehr sagen zu können, wann ich mit der Aufnahme des Kartenblattes Časlau—Chrudim fertig sein werde.

Für die Bestimmung des Altersverhältnisses des Amphibolgranitites zur Schieferhülle ergeben sich in meinem Aufnahmsgebiete keine Handhaben.

IV. Im nachfolgenden will ich nun alle jene Tatsachen zusammenfassen, die mir gegen die Annahme einer erfolgten Dynamometamorphose und gleichzeitig mithin wegen dem jüngeren Alter des Zweiglimmergranites indirekt zugunsten der Hypothese einer erfolgten kontaktmetamorphen Umwandlung der Schiefer zu sprechen scheinen.

A. Mehr als der Charakter einer zufälligen Erscheinung ist meines Erachtens vor allem der Tatsache beizumessen, daß man konsequent überall mit Bezug auf die Schieferung eine Querstellung von dünnen Biotitblättchen zu beobachten Gelegenheit hat. Hätte ein seitlicher Druck wirklich die Fähigkeit eine Schieferung, wie in unseren Fällen zu erzeugen, so könnte er zumindest keine derartige Querstellung verursachen. Diese widerspricht doch — falls ich die Autoren recht verstehe — dem Prinzipe der Theorie vom Dynamometamorphismus, der sogenannten Krystallisationsschieferung. Oder soll sich die Druckrichtung von Millimeter zu Millimeter ändern?

B. Betreffs der Integrität des Granites und der Gang(Teil)-gesteine verweise ich hier auf die Angaben auf pag. 326.

C. Im großen und ganzen repräsentieren die Schiefer unseres Kartenblattes in ihrer Gesamtheit, wie schon andernorts bemerkt, eine nur ausnahmsweise westlich, zumeist mehr oder weniger östlich einfallende Schichtserie. Dies, der gleiche Habitus, die gleiche Struktur und mit einer Ausnahme (Grauwackenzone von Přibislau) die mehr oder weniger gleiche mineralogische Zusammensetzung sollten uns eigentlich beweisen, daß die gesamte Schichtserie ein und derselben Tiefenstufe angehört, welche im Sinne von Becke oder Grubenmann[1]) (abgesehen von den Grauwacken) jener der Schiefer der tiefsten Zone entsprechen sollte. — Die Theorie selbst kritiklos als richtig vorausgesetzt!

Ein seitlicher Druck müßte sich mithin hier, wo wir uns ja überall ohne jede Ausnahme (cf. Granit nordöstlich von Deutsch-Gablonz pag. 268) schon nahe oder gar unmittelbar an der Grenze gegen einen Granit zu bewegen, in hydrostatischen Druck umgewandelt haben und dieser hätte schließlich ebendeshalb alle Schichtglieder in gleicher Weise treffen müssen, das heißt, alle Schichtglieder hätten bereits das höchstmögliche Umwandlungsstadium erreichen müssen, und

---

[1]) „Die kristallinen Schiefer" I. und II. Teil.

zwar hätte die Druckwirkung nach Grubenmann (pag. 60) speziell hier eine chemische (bei langsamer Umkrystallisation) sein sollen.

Nun fand ich aber laut Tafel VI und VII runde Feldspäte in sogenannten „Gneisen" und nach dem Bilde 3, Tafel IV, geurteilt, eine fernere genauer zu besehende Abweichung von dem Gesetze, auf dem Becke und Grubenmann ihre Theorie aufbauen. Schließlich kann auch die Erscheinungsweise der erwähnten Grauwacken von Přibislau in ihrer Gesamtausdehnung dagegen ins Feld geführt werden, daß hier der Druck, in welcher Form immer, die mineralisierende und strukturell umformende Kraft gewesen wäre. Bei der Besprechung dieser Fragen wollen wir von dem Mangel einer entsprechenden schiefrigen Struktur des Zweiglimmergranites und seiner Verwandten überhaupt ganz absehen. Diesbezüglich verweise ich kurz auf die Angaben pag. 326.

Betrachten wir zuerst etwas ausführlicher den Fund von mikroskopischen runden Feldspäten in den bei nur makroskopischer Behandlung des Sammlungsmateriales entschieden einzig und allein als sogenannte „Biotitgneise" anzusprechenden Felsarten.

1. Das Gestein (cf. pag. 293), welches uns Bild 6, Tafel VI, vor Augen führt, ist mit Rücksicht auf die Textur und den Mineralbestand als „Gneis" anzusprechen. Unter dem Gesichtswinkel der Lagerung und des Verbandes betrachtet gehört es indes sicher zu den Grauwacken. Die abgebildeten runden Feldspäte dürfen demnach als Gerölle gedeutet werden. Die Felsart selbst ist also eine hochkrystallin entwickelte Grauwacke.

2. Bei Schönfeld wurde die in Fig. 3, Tafel IV, abgebildete gneisartige Felsart mit dem Tonschiefereinschlusse (cf. pag. 271) vorgefunden. Die Gesteinsklassifikation dieses Fundes kann demnach nur jener der Felsart sub 1 gleich ausfallen.

3. Südöstlich Chotěboř fand ich unanfechtbare Sedimente quarzitischer Natur (cf. pag. 300 und 304).

4. In der Umgebung von Chotěboř und einmal östlich von Sloupně wurden schließlich (cf. pag. 295 ff.) ebenfalls runde Feldspäte in „Gneisen" nachgewiesen.

Speziell die Gesteine aus der Umgebung von Chotěboř fand ich, wie oben pag. 295 gezeigt wurde, in der theoretischen Fortsetzungsrichtung der Grauwacken, das heißt, in der Fortsetzung der auch eben vorstehend erwähnten quarzitischen, sedimentären Gesteine. Alle Felsarten aus der Umgebung von der genannten Stadt sind weiters als sogenannte „Gneise" anzusprechen.

Bisher die Tatsachen.

Auf Grund dieser meine ich nun an der Stelle die Ansicht vertreten zu dürfen, daß es erkünstelt wäre, und daß es wohl hieße den Tatbestand verkennen, falls wir die Gesteine sub 4 als etwas von den Felsarten sub 1 und 2 wesentlich verschiedenes auffassen wollten, respektive wegen einer — Theorie — auffassen sollten.

So viel mich die Erfahrungen lehren, existiert nämlich gar kein stichhältiger Grund, weshalb die gegenständlichen Gesteine theore-

tisch als etwas von den Felsarten sub 1—3 genetisch wesentlich verschiedenes gedeutet werden sollten.

An dieser Stelle der Überlegung angelangt, setzen wir nun die Theorie vom Dynamometamorphismus in moderner Fassung in seinem ganzen Umfange in unser eben angeführtes Kalkül ein. Das Resultat dessen ist eine Unklarheit auf der ganzen Linie.

Angesichts all' der in den früheren Abschnitten an den bezüglichen Stellen vorgebrachten Beobachtungen und obiger Tatsachen müssen wir nämlich wohl fragen: 1. Warum kommt die sedimentäre Natur in der Weise, wie es die Gesteine sub 1—4 zeigen, zum Ausdrucke, wenn alle diese Felsarten, weil an der Grenze zu einem Granite beobachtet, der ja doch das Liegendste, also das Tiefste von allen Gebilden repräsentieren sollte, wirklich durch den seitlichen Druck allein in einen hochkrystallinen Zustand hätten übergeführt werden können und sollen? 2. Warum ist der Tonschiefereinschluß (pag. 271) nicht metamorphosiert worden, wenn das einschließende Gestein wirklich durch seitlichen Druck verändert worden wäre? 3. Ist das Erscheinen desselben und das gleichzeitige Auftreten der quarzitischen Sedimente bei Mariendorf neben den östlichen Kalken nur ein Zufall? Und 4. wenn — was ist dann hier Gesetzmäßigkeit? Die Reihe solcher Fragen ist indes durch voranstehende bei Berücksichtigung all' der in den ersten zwei Abschnitten besprochenen Tatsachen noch lange nicht erschöpft.

Es sei nämlich gleich bemerkt, daß die „Gneise" oben sub 1, 2 und 4 zum verwechseln den übrigen sogenannten „Gneisen" aus der Umgebung gleich sehen. Ihre Trennung ist rein künstlich. Die Behandlung dieser Gesteine erfolgte doch im obigen Sinne nur deshalb, um dem Vorwurfe zu begegnen, daß die Karte Theorien darstelle, daß sie vorübergehenden Wert habe und daß sie im Terrain strichweise auch unbrauchbar wäre. Warum zeigen aber trotz der sonstigen Verwandtschaft der erwähnten Gesteine die einen jene runden Feldspäte, während sie den nächstgelegenen fehlen, obschon die letzteren um nichts höher krystallin entwickelt auftreten?

Mit anderen Worten, warum existieren hier einerseits Unterschiede und andererseits eine Gleichheit, die durch die angebliche Angehörigkeit — und dies sei betont — all' der angeführten Gesteine zur selben, und zwar tiefsten Zone zum Ausdruck kommen sollte.

Meines Erachtens ist nur ein doppeltes hier möglich. Entweder entspricht die ganze (moderne) Fassung der Theorie vom Dynamometamorphismus nicht den Tatsachen, oder diese Theorie ist zumindest in unserem Falle nicht anwendbar. Tertium non datur. —

Anschließend an diese Zeilen will ich nur noch bemerken, daß es grundverfehlt wäre, obige Momente von allen sonstigen Tatsachen, die vorne geschildert werden, loszuschälen und ganz für sich zu behandeln. Der ganze Komplex der Erscheinungen bildet, ich möchte sagen „ein geologisches Ganze" und erheischt auch eine dementsprechende Behandlung. Ein Phänomen allein kann unter Umständen gerade für das Gegenteil des Tatbestandes zu sprechen scheinen.

Mit Bezug auf die Grauwackenzone von Přibislau könnte man vielleicht annehmen wollen, daß diese in den derzeitigen Ver-

band mit den Biotitgneisen möglicherweise durch nachträgliche, also relativ sowie absolut genommen viel jüngere orogenetische Vorgänge getreten sein mag, und daß diese Zone mithin mit den Biotitgneisen betreffs des petrographischen „Entwicklungsganges" gar nicht verglichen werden dürfe. Für diese Argumentation werden speziell die kataklastischen Phänomene sehr beliebte Stützen abgeben und man wird fast sicher die Annahme irgendwelcher (vielleicht grabenartigen) Dislokation bei der Hand haben, um über diese Schwierigkeit hinwegzukommen, und um die angeführte „Ausnahme" zu „erklären".

Meinem Dafürhalten nach wird jedoch jeder derartige Deutungsversuch an jener Klippe scheitern, welche die oben skizzierte Tatsache repräsentiert, daß die Grauwacken durch alle möglichen petrographischen Übergänge mit dem Biotitgneise (im allgemeinen) verbunden sind, eine Tatsache, auf die nicht genug aufmerksam gemacht werden kann. Wo nämlich große, das heißt, in die geologischen Geschicke einer Gegend tief einschneidende Brüche existieren, da werden zwischen den entlang einer Bruchlinie benachbarten Gesteinen wohl kaum Übergänge in der Ausbildung, und zwar in obiger Weise erwartet werden. Von vornherein wird man es doch aller Wahrscheinlichkeit nach nicht annehmen wollen, daß petrographisch gleiche Felsarten bei gleichen Lagerungsverhältnissen (!) dort aneinanderstoßen und Übergänge dort existieren sollten, wo wegen einer erfolgten Dislokation eine ausgesprochene Trennung hätte verursacht werden sollen.

Liegt dagegen eine Dislokation von nur so untergeordneter Bedeutung vor, daß sie durch die Lagerungsverhältnisse gar nicht zum Ausdrucke kommt, das heißt, ist die Sprunghöhe derselben nur so unbedeutend, daß auch gar nicht verschiedene, also mehrere Felsarten, sondern nur eine und dieselbe von dieser vermeintlichen Verschiebung betroffen worden sein mag, beziehungsweise ist diese letztere so unbedeutend, daß sich das derzeitige sowie deshalb auch das ursprüngliche Gestein im fraglich gestörten Gebiete mit Rücksicht auf die Übergänge als petrographisch verwandt repräsentiert, in einem derartigen Falle kann aber einer Dislokation ohnedies nicht eine besonders große Bedeutung beigelegt werden. Wenn also ein Druck östlich und westlich von Přibislau imstande gewesen wäre, aus ursprünglich nicht gneisartigen Gesteinen Felsarten mit dem entsprechenden Habitus oder gar hornfelsartige Gesteine (Schönbrunn, cf. pag. 227, lit. *e*) zu erzeugen, dann müßte, wie ich meine, logischerweise, selbst wenn eine kleine Verwerfung da vorliegt (welche zu negieren mir gar nicht in den Sinn kommt), weil die bezüglichen Gesteine nach der Zonenlehre nur der tiefsten Zone angehören müßten (ganz nahe kommt ja schon der Granit als Liegendes zum Vorscheine), überhaupt alles in diesen hochkrystallinen oder zumindest ihm sehr nahestehenden Zustand überführt worden sein. Dies namentlich deshalb, weil auch die derzeitigen Gneise wahrscheinlich aus Grauwacken hervorgegangen sein dürften; doch darüber mehr später. —

Ein anderer Erklärungsversuch für das Vorhandensein der Grau-

wacken von Přibislau könnte schließlich noch der sein, daß man diese als eine Einfaltung zu deuten versuchen wird. Möglich. Vor allem müssen wir jedoch fragen, wo liegt ein Beweis dafür vor und was sollte eigentlich diese Annahme erklären?

Meinem Dafürhalten nach könnte nämlich obige Annahme das Wesen der Sache gar nicht deuten. Daß der ganze Gesteinskomplex einst im tiefsten Horizonte seine jetzigen Eigentümlichkeiten hätte erlangt haben müssen, das wird man von den Anhängern des (chemischen) Dynamometamorphismus wahrscheinlich kaum leugnen. Deshalb muß in diesem Falle die Frage erlaubt sein: Warum sind die Grauwacken bei Přibislau unverändert geblieben, oder mit anderen Worten, was soll die Annahme einer Einfaltung beweisen, wo doch die unmittelbare Nachbarschaft der Grauwacken im direkten Gegensatze zu diesen schon sehr hoch krystallin ist? Man beachte in dieser Hinsicht auch die Sedimente, welche zwischen Přibislau und Ronov nachgewiesen wurden (cf. pag. 284).

Die Hypothese der dynamometamorphen Umwandlung kann also diese Erscheinungen überhaupt nicht erklären. Anders liegen dagegen die Verhältnisse, wenn wir annehmen, daß der derzeitige Zustand des als Grauwacken bezeichneten Gesteines nur die Folgeerscheinung eines ausgebliebenen oder eines nur partiell erfolgten Kontaktes zwischen dem erwiesen jüngeren Zweiglimmergranite und den ursprünglichen Schiefern ist.

Vor allem könnte man nämlich annehmen, die unterirdische Verteilung der Granitmassen wäre daran schuld, daß ein Teil der ursprünglichen Sedimente unverändert geblieben oder nur teilweise umgewandelt wurde. Dies zumal deshalb, weil die Wirkungssphäre mancher Granite überhaupt und mancher anderer nur an gewissen Stellen tatsächlich nicht groß ist. Das Erscheinen des Zweiglimmergranites an der Oberfläche spräche zumindest nicht dagegen. In der Gegend, wo die in der Karte verzeichnete Grauwacke erscheint, tritt ja dieser wirklich auf der derzeitigen Oberfläche der Menge nach zurück. Man wolle indes nicht den Vorwurf erheben, daß ich hier ein Moment als beweiskräftig auffasse, wovon oben bei der Stellungnahme gegen die Geltung der Theorie vom Dynamometamorphismus für unser Gebiet nicht nur keine Rede war, sondern daß ich oben sogar das gerade Gegenteil davon behauptet hätte. Die Entfernungen (= Tiefen) dürfen nämlich bei beiden Theorien nicht mit demselben Maßstabe gemessen werden. Dieser wechselt ja noch bei ein und demselben Falle von Kantaktmetamorphose leicht und nicht unbedeutend.

Eine allbekannte und deshalb auch unanfechtbare, obschon unerklärte Tatsache ist es nämlich, daß manche Granite in ihren Kontakthöfen einzelne Glieder der Schieferhülle nicht umwandeln und daß lokal die Breite des Kontakthofes zumindest scheinbar sehr unbedeutend sein kann.

Ich verweise nur auf den Turmalingranit von Gottleuba[1]) (Sachsen) und seinen Kontakthof, betreffs dessen es behauptet wird,

---

[1]) R. Beck, Sekt. Berggießhübel (1889).

daß „auch die sonst immer für kontaktmetamorphische Beeinflussung so empfindlichen Phyllite“ „keinerlei Symptome einer Umwandlung“ zeigen, „obwohl nichts dazu zwingt, Verwerfungen anzunehmen, welche etwa eine ehemals vorhandene Kontaktzone innerhalb dieser Schiefer der Beobachtung hätten entrücken können“ (pag. 47.).

Im Anschlusse daran möchte ich gleich hier bemerken, daß man mit dieser Deutung auch über gewisse Schwierigkeiten, denen man später bei der Deutung der geologischen Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Iglau begegnen wird, hinwegkommt, während uns die Theorie vom Dynamometamorphismus auch dorten in zwei Fällen ganz im Stiche lassen dürfte.

Fassen wir das Ergebnis all' der Überlegung sub I—IV in einer nur eindeutigen Weise zusammen, so können wir also sagen: Die als Cordierit-, beziehungsweise als Biotitgneise (im allgemeinen) bezeichneten Gesteine haben nicht stets Eigentümlichkeiten besessen, wie sie selbe heute erkennen lassen. Sie sind zumindest zum größten Teile aus Sedimenten im Wege der Kontaktmetamorphose hervorgegangen. In einer Zone ist aus einem nicht erklärbaren Grunde die Umwandlung nicht erfolgt. Diese Zone ist jedoch mit den höchstmetamorphen Gebilden durch petrographische Bindeglieder verbunden, ohne daß dabei die sonst gewöhnlich beobachtete Reihe von verschiedenen Umwandlungsstadien wie Fleck-, Knoten-, Garbenschiefer etc. zur Ausbildung gelangt wäre. Vielleicht sind teilweise irgendwelche Verschiebungen in der Erdkruste schuld daran.

Daß in dem allgemein als sedimentogen gedeuteten Schieferkomplexe auch Felsarten plutonischen Ursprunges vorkommen könnten, das scheint zumindest möglich zu sein. Die Trennung ist jedoch so gut wie unmöglich, denn sogar ein für derlei Zwecke sonst so erfolgreich anwendbares Mittel, wie es die chemische Analyse ist, kann uns im Stiche lassen, wie es an der Hand der mikroskopischen Verhältnisse des hellen Gneises von Jilem (pag. 224 lit. *d*) gezeigt wurde und wie wir dies noch später sehen werden. Das sicherste Mittel ist vielleicht die Beobachtung der strukturellen Verhältnisse. Ein allgemein geltendes „Rezept“ kann jedoch auch in dieser Hinsicht nicht angegeben werden. Es können ja selbst typische Kontaktstrukturen durch nachträgliche Zerdrückung und Zermalmung (vielleicht bei jenem Teile der Amphibolite, der keine Pflasterstruktur zeigt) wieder mehr oder weniger und mithin sicher auch ganz — verloren gehen.

Die nächste sich hier aufdrängende Frage ist nun wohl die nach der Natur des ursprünglichen, der Umwandlung anheimgefallenen Gesteinsmaterials.

Bei Chotěboř, Humpolec und noch an anderen Orten hatten wir Gelegenheit mehr oder weniger reine Kalke kennen zu lernen. Zumeist lagen jedoch aus dieser Gesteinsgruppe im Bereiche unseres Kartenblattes Felsarten vor, die man mit Rücksicht auf den reichlichen

Gehalt an calciumführenden Silikaten allgemein als Kalksilikatgesteine bezeichnen muß. Diese letzteren stehen lokal in innigster Verbindung und in Wechselbeziehungen (cf. pag. 256.) mit manchen Amphiboliten. Dies und die mikroskopisch erkannte Struktur der letzteren läßt nun den Schluß erlaubt erscheinen, daß zumindest ein Teil der Amphibolite gleichen, also auch sedimentogenen oder zumindest zum Teile ähnlichen, das heißt, tuffoiden Ursprunges sein könnte (cf. auch oben pag. 324).

Daraus und aus der Natur der verschiedenen Amphibolite (cf. pag. 255) ergibt sich von selbst eine kontinuierliche Reihe von den relativ reinen Kalken zu den silikatärmsten Kalken und dann von diesen durch die eigentlichen Kalksilikatfelse bis zu den dunklen, noch immer Calcium daneben jedoch auch viel *Si*, *Fe* und *Mg* führenden Amphiboliten.

Ein Teil der ursprünglichen Sedimente dürfte mithin relativ beliebig als Kalkstein, beziehungsweise unreiner, also mergeliger Kalk, kalkiger Mergel oder als eisenschüssiger, kalkiger Mergel, vielleicht auch als eine Art Tuffbildung, gedeutet werden können. Dafür spräche obige Überlegung und die chemische Natur der in diesen Gesteinen auftretenden Minerale.

Um allen Mißdeutungen den Boden zu entziehen, bemerke ich jedoch hier nochmals, daß nicht alle Amphibolite in diese Gruppe von Gesteinen gehören müssen. Einzelne davon, das heißt eine andere Gruppe könnte auch eruptiven Ursprunges sein.

Manche Amphibolite und Kalksilikatgesteine sind eigentlich recht arm an gefärbten Elementen und führen dagegen mitunter viel Quarz, so daß man selbe mit Fug und Recht als (sehr) unreine Quarzite deuten könnte (cf. pag. 260 lit. *f*).

Obige Reihe bekommt also mithin durch die unreinen Quarzite eine Ergänzung. Da nun weiter auch Quarzite in unserem Aufnahmsgebiete auftreten, deshalb schließen sich an die unreinen Quarzite unmittelbar die eigentlichen Quarzite (cf. pag. 302 ff) und an diese in mancher Beziehung gewisse graphitische, beziehungsweise graphitführende Schiefer (pag. 298 ff.) an.

Von dem reinen Quarzite von Druhanow (cf. pag. 303) wurde gesagt, daß er durch Aufnahme von Biotit in eine Art Biotitgneis übergeht und dann in typischer Ausbildung zwar sehr leicht, nicht aber in der Form der Übergänge davon geschieden werden kann. Ebenso besteht eine unverkennbare Verwandtschaft zwischen den graphitischen Felsarten und den benachbarten Gneisen.

Der Biotitgneis kann schließlich in variablen, zumeist gar nicht kontrollierbaren Mengen, wie wir (pag. 215—236) sahen, Cordierit aufnehmen und zuerst zur Ausbildung eines Gneises führen, in welchem der Cordierit nur auf mikroskopischem Wege, in den Cordieritgneisen im engeren Sinne des Wortes aber auch mit dem freien Auge erkannt werden kann. Auf ein lokales Verhältnis dieses Gesteines zu einem Quarzite wurde oben (pag. 302, zweiter Absatz von unten) hingewiesen.

Bis auf die verschiedenen Gneise ergäben sich hiermit auf Grund der im vorausgehenden angeführten tatsächlichen Beobachtungen Konklusionen, die Fingerzeige für die Beurteilung der Natur der ursprünglichen Sedimente abgeben dürften.

Bezüglich der auch kartographisch ausgeschiedenen Cordieritgneise weist der massenhaft vorhandene Cordierit auf die Abstammung dieser Felsart von einem unbedingt und zumindest relativ an Tonerde sehr reichen, ursprünglichen Substrat. Wie allgemein in anderen derartigen Fällen, so dürften wir deshalb auch hier auf Grund dieses Umstandes allein den Cordieritgneis von einem Tonschiefer oder einem dementsprechenden Phyllit ableiten.

Für eine derartige Deutung spricht auch die von Herrn F. C. Eichleiter ausgeführte Analyse einer Probe des besagten Gesteines aus der Gegend von Humpolec.

In der nachstehenden Analysentabelle sind die Werte, welche sich auf unser Gestein beziehen sub I angeführt. Die Analysen sub II bis VI zitiere ich nur des Vergleiches halber.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	72·80	74·13	71·96	70·20 + TiO_2 0·72	73·96	72·46
Al_2O_3	12·80	11·20	13·28	14·14	14·14	10·59
Fe_2O_3	2·06	3·56	1·16	—	—	1·77
FeO	2·56	—	3·25	6·84	4·19	—
CaO	1·55	Sp.	1·71	2·03	3·04	0·60
MgO	1·40	0·91	1·17	0·80	1·69	0·61
K_2O	2·42	2·68	2·22	2·98	1·73	3·20
Na_2O	2·34	2·25	3·82	0·91	2·93	1·29
Glühverlust . . .	1·70	—	0·69	—	1·30	—
H_2O	—	1·87	—	1·67	—	2·69 + $CaCO_3$ 6·08
Summe . .	99·63	100·93	99·26	100·19	102·98	99·24

I. Cordieritgneis von Wilhelmov bei Humpolec.

II. Phyllit von Unter-Haarteigen. Hardangervidde, Norwegen. (Mit 4·33 Kohle [nach Rosenbusch, Elemente, I. Aufl., pag. 433, Nr. 15].)

III. Feinkörniger Glimmergneis, quarzreich, Unterer Gelbach bei Oberwolfach, Schwarzwald. Zum Renchgneis der geologischen Karte des Großherzogtums Baden gehörend. (Ibidem, pag. 471, Analyse Nr. 6.)

IV. Glimmergneis, sogenannter Lengefelder Gneis. (Ibidem, Analyse Nr. 1.)

V. Glimmergneis, sogenannter Glimmertrapp. (Ibidem, Analyse Nr. 2.)

VI. Grödener Sandstein. (Ibidem, pag. 391, Analyse Nr. 4.)

Analysendiskussion. Der mikroskopisch nachweisbare hohe Quarzgehalt äußert sich in der Analyse durch eine sehr bedeutende $Si\,O_2$-Menge. Mit Bezug auf diese ist die Menge der Tonerde zwar nicht sehr groß. Vergleicht man jedoch letztere mit der Summe der Alkalien (4·76) oder mit der Summe der Magnesia und des $Ca\,O$ (2·95), dann sieht man dagegen bald, daß das chemische Bild des Gesteines fast ganz dasjenige von typischen Sedimenten phyllitischer Natur ist, denen es auch in speziellen Fällen ganz gleichkommt (cf. Analysen II—V).

Speziell der hohe $Si\,O_2$-Gehalt weist sehr deutlich auf den früher betonten engen Zusammenhang dieser Gneise mit dem ihnen interpolierten Quarzite hin. Strenge genommen braucht doch nur die Menge des Eisens etwas stärker abzunehmen, $Mg\,O$ ist ohnedies nicht sehr viel da und man erhält recht bald das Bild von der chemischen Zusammensetzung, welches etwa ein Quarzit, der noch etwas Feldspat und Spuren von Biotit führt, was ja bei unserem Gesteine pag. 303 eben der Fall ist.

In dieser Hinsicht ist übrigens sehr instruktiv der Vergleich der Analyse unseres Gesteines mit den Analysenresultaten sub VI, die uns das chemische Bild einer Grödener Sandsteinprobe vor Augen führen sollen.

Spricht schon die chemische Analyse und die massenhafte Cordieritführung an und für sich für die Ansicht, daß der Cordieritgneis sedimentogenen Ursprunges und wahrscheinlich aus einem Phyllit oder Tonschiefer hervorgegangen sein mag, so bekommt diese Deutung eine nicht zu unterschätzende Stütze noch durch folgende interessante Beobachtung aus dem Gebiete des Kartenblattes Iglau, welche wir zwecks richtiger Beurteilung der Sachlage den späteren genaueren Schilderungen vorgreifend, schon hier erwähnen wollen.

Die Gneise treten aus dem Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod auch noch in den Bereich des südlich angrenzenden Blattes Iglau. Dies gilt mithin auch speziell für den Cordieritgneis, der, wie im Gebiete des erstgenannten Kartenblattes, so auch im Iglauer gleichsam ein Dach des Zweiglimmergranites bildet. Da also die Kontinuität der Schichten nicht gestört ist (obschon die Cordieritgneisdecke einmal recht schmal wird) und da überhaupt gar keine Gründe dafür vorliegen annehmen zu müssen, daß die Cordieritgneise in beiden angeführten, benachbarten Kartenblättern verschiedene Gebilde, beziehungsweise Schichtglieder der (allgemein) nordsüdlich streichenden Schichtenserie repräsentieren, deshalb identifiziere ich sie schon hier, und zwar in jeder Hinsicht.

Nun findet man mitten drinnen im Gebiete des Cordieritgneises, beziehungsweise des an Cordierit reichen Biotitgneises bei Willenz Tonschiefer.

Versucht man es, diese Beobachtung mit Hilfe irgendwelcher Hypothesen zugunsten der Theorie von der dynamometamorphen Umwandlung alter Sedimente in krystalline Schiefer zu umgehen, so stößt man zumindest auf ganz dieselben Schwierigkeiten, wie sie oben gelegentlich der Besprechung der Grauwackenzone von Přibislau angeführt werden. Deshalb, ferner weil auch in diesem Gebiete der Granit nachweisbar jünger als das Schieferdach und schließlich weil die Metamorphose der Schiefer aus den vorne angegebenen Gründen auch hier nur durch die Kontaktwirkung des Granites eine allseits plausible Erklärung findet, auf Grund all dessen nehme ich also an, daß der besagte Tonschiefer einen unverändert erhalten gebliebenen, also nicht kontaktmetamorphen Rest des ursprünglichen, sedimentogenen, schiefrigen Substrates repräsentiert [1]).

Hierin erblicke ich die erste Bestätigung der Richtigkeit der Auffassung, daß unsere Cordieritgneise aus einer phyllitischen, beziehungsweise tonschieferartigen oder zumindest dieser verwandten ursprünglichen Substanz hervorgegangen sein dürften.

Heute will ich es vorläufig noch als fraglich hinstellen, ob nicht auch meine Funde von Tonschiefern bei Žleber Chwalovic [2]) im Gebiete des Kartenblattes Časlau und Chrudim in demselben Sinne Zeugenschaft ablegen werden. Diese Beobachtung wäre eventuell eine zweite Bestätigung unserer Deduktion.

Deuten wir in dieser Art die Genesis der Cordierit- und teilweise vielleicht auch mancher unserer Biotitgneise den Tatsachen entsprechend, so meine ich auch für das Phänomen der sogenannten „phyllitischen Fältelung“ (cf. pag. 194 und 299) sowie für die pag. 228 geschilderte Tatsache die natürlichste Erklärung gefunden zu haben. All diese Erscheinungen wären dann auf die lokale Ausbildung des ursprünglichen Substrates zurückführbar. Sie wären Relikttexturen.

Aus dem Vergleiche des Gesagten mit dem Zitate auf pag. 126 ergibt sich von selbst der Unterschied unserer Auffassung von der Deutung der Cordieritgneise seitens Dr. Fr. Katzers, der letztere als ursprünglich granitische Felsarten auffaßte.

Auf pag. 227 ff. wurde darauf aufmerksam gemacht, daß manche cordieritreiche, hornfelsartige Ausbildungen des Biotitgneises, die man eventuell auch in der Karte als hornfelsartige Cordieritgneise ausscheiden könnte, aufs Haar mit gewissen Handstücken und Vergleichspräparaten, die mir von dem Hornfelsgranulit aus der Gegend von Bobrau (vom Valiberge) aus dem Aufnahmsgebiete des Herrn Prof. Franz E. Suess vorlagen, übereinstimmen.

Es ist nun gewiß sehr erfreulich, daß für gleiche Gesteine aus den beiden zumindest teilweise ohnedies gleichen und benachbarten Gebieten vom genannten Forscher und von mir, obschon mit teilweise verschiedenen Mitteln dieselbe ursprüngliche Natur

[1]) cf. die Angabe über den unveränderten Phyllit am Turmalingranite von Gottleuba auf pag. 331.

[2]) Hinterlechner, „Vorläufige Bemerkungen über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Ždirec-Licoměřic. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 408 ff.

der derzeitigen so hochkrystallinen Schiefer abgeleitet werden konnte, denn bekanntlich leitet ja auch Franz E. Suess die angeführten Gesteine von Phylliten ab. Dies wäre eventuell eine dritte Bestätigung unserer Ableitung.

Fassen wir nun die Biotitgneise (mit mäßigem oder ohne jeden Cordieritgehalt) ins Auge.

Bereits im zweiten Teile dieser Abhandlung wurde darauf verwiesen, daß die Abgrenzung der beiden Gruppen: Cordieritgneis und Biotitgneis (im allgemeinen) eine sehr schwierige ist, und der denkende Leser wird wohl auch schon gemerkt haben, daß die Scheidung eigentlich eine künstliche war, denn im Wesen beruht sie ja eigentlich zumeist auf der in einem Falle im Felde, also mit freiem Auge beobachteten oder andererseits nichtbeobachteten Cordieritführung, welch erstere eben wegen des allgemein gröberen Kornes dieses Gesteines deutlich zum Ausdrucke kommt, sowie auf der verschieden deutlich schiefrigen Textur beider Felsarten, weshalb in den charakteristischen Ausbildungen mit Recht eine kartographische Scheidung beider Gesteine erfolgte.

Im Verlaufe der nachstehenden Diskussion dürfen wir also deshalb auch keinen Augenblick die Tatsache außer acht lassen, daß zwischen den genannten beiden Gruppen alle möglichen Übergänge existieren und daß fast in jedem Biotitgneise auch irgendwelche Cordieritspuren auffindbar sein dürften.

Daraus folgt vor allem, daß auch die Biotitgneise, vermutlich besonders die cordieritreichen Varietäten, wenigstens teilweise aus Phylliten oder denen verwandten Sedimenten hervorgegangen sein mögen.

Ganz allgemein muß jedoch dies nicht gelten.

Cordieritreiche Gesteine können wir uns theoretisch in der Weise aus ursprünglichen Sedimenten entstanden denken, daß wir annehmen, letztere besäßen mit Bezug auf die obwaltenden physikalischen Verhältnisse und ihren Alkaliengehalt sowie auch mit Rücksicht auf ihre Führung von zweiwertigen Metallen, mit Ausschluß des Magnesiums, — also relativ — zuviel $Al_2 O_3$ und auch zuviel $Si O_2$, das heißt wir dürfen uns denken, daß bei der Überführung eines Tonschiefers oder Phyllites in gneisartigen Zustand (durch welche Kräfte immer) ein Teil der $Al_2 O_3$ und $Si O_2$ außer $Mg O$ keine oder zumindest keine den eben obwaltenden physikalischen Verhältnissen entsprechenden Mengen von Alkalien oder Kalk, beziehungsweise Eisen vorfinden, um irgendwelche andere Verbindungen zu liefern, als es eben der Cordierit ist.

Wenn deshalb umgekehrt irgendwo für die bei einer jeweiligen Gesteinsmetamorphose obwaltenden physikalischen Verhältnisse (relativ) viel Alkalien vorkommen, so muß, beziehungsweise kann es vielleicht gar nicht zur Ausbildung von viel Cordierit kommen.

Nun wissen wir auf Grund des mikroskopischen Studiums ganz sicher, daß unsere Biotitgneise oft relativ, manchmal sogar auch absolut viel Orthoklas, beziehungsweise im grauen Zweiglimmergneise Muskovit (cf. pag 224 ff. oder pag. 273) enthalten und mit-

hin auch relativ, beziehungsweise absolut viel Kali oder allgemein viel Alkalien führen müssen.

Dies kann deshalb als ein Erklärungsgrund dafür angesehen werden, weshalb im Biotitgneise der Cordierit gar nicht, ganz untergeordnet oder weshalb davon relativ weniger vorkommt als im Cordieritgneise.

Wollen wir also die Natur des ursprünglichen Sedimentes im Biotitgneise wieder erkennen, dann müssen wir vor allem aus demselben Grunde (Feldspat- und Muskovitführung) damit rechnen, daß das ursprüngliche Gestein jedenfalls mehr Alkalien enthalten haben mag als die früher angenommenen Phyllite, aus denen die Cordieritgneise entstanden sein sollen.

Die größere Menge an Alkalien kann natürlich zumindest in zweierlei Weise dem Phyllite beigemengt gewesen sein: 1. in Form recht feiner Feldspatkörner, wie alle übrigen Phyllitelemente, oder 2. in Gestalt von gröberen Bruchstücken oder Geröllen von Feldspäten.

Im ersteren Falle hätte man es mit einem alkalireichen Phyllit, im letzteren mit einem grauwackenartigen Sedimente oder mit einer Zwischenform zwischen beiden zu tun.

Was an den einzelnen Stellen einst vorgelegen und später metamorphosiert worden sein mag, ist klarerweise im speziellen Falle unmöglich zu sagen. Sicher ist es jedoch, wie oben pag. 328 gezeigt wurde, daß in der Gegend bei Chotěboř usw. die Biotitgneise Feldspatgerölle führen, dann, daß die Zone der Přibislauer Grauwacke durch Übergänge mit dem Biotitgneise verbunden ist, und schließlich auch, daß in dieser Grauwacke selbst Feldspatgerölle vorkommen. Ein Blick auf die Tafel VII belehrt uns darüber am besten. Diese Tatsachen legen nun zumindest scheinbar dafür Zeugnis ab, daß in diesem Distrikte der Biotitgneis mutmaßlich aus einer Grauwacke hervorgegangen sein könnte.

Unsere theoretischen Betrachtungen bekämen in diesem Falle durch die allgemein möglichen Beobachtungen und demnach durch Tatsachen eine höchst erfreuliche Bestätigung infolge der noch derzeitigen Existenz von derartigen Gesteinen im Bereiche des Biotitgneises selbst.

Zu der oben pag. 333 angeführten Deutung der Einlagerungen in dem Gneise können wir mithin an dieser Stelle die weitere Schlußfolgerung hinzufügen, daß die als Cordierit- und Biotitgneise aufgefaßten Felsarten vermutlich teils aus Phylliten, teils aus Grauwacken, beziehungsweise aus phyllitähnlichen Grauwacken hervorgegangen sein dürften.

Wie früher bei den Cordieritgneisen, beziehungsweise den Phylliten, so finden wir auch für die Wechselbeziehungen zwischen den Biotitgneisen und den Grauwacken erfreuliche Bestätigungen im Gebiete des Kartenblattes Iglau.

Wir werden gelegentlich der Schilderung der geologischen Verhältnisse im Gebiete dieses Blattes sehen, daß zwischen Iglau und Wiese Grauwacken vorkommen, deren theoretische direkte Fort-

setzung im Terrain auch dort (zumindest scheinbar) als Biotitgneis zu deuten sein wird.

Die beobachtete mineralogische Zusammensetzung, die Struktur sowie auch die Übergänge zu normalen Biotitgneisen (mit oder ohne Cordierit) machen es erklärlich, weshalb dem Biotitgneise auch die als granulitartiger, heller Biotitgneis (cf. pag. 210, 224*d*, 234*l*) bezeichnete Felsart beigezählt und als nur teilweise davon abweichende Abart desselben aufgefaßt wurde.

Im nachstehenden mögen nun noch einige Worte über den Quarzsillimanitknauern führenden Horizont des Biotitgneises Platz finden. Aus diesem wurden nämlich (pag. 238—248) gewisse linsenförmige Körper beschrieben, die in dieser Diskussion unmöglich übergangen werden können und dürfen.

Das Gestein mit den Quarzsillimanitknauern zeigt bekanntlich überall als wesentliche Gemengteile Quarz und Orthoklas, lokal tritt auch in größerer Menge ein recht saurer Plagioklas auf. Biotit kann sehr viel, allein auch sehr wenig vorkommen. Speziell Ausbildungen mit wenig Biotit (Chrast) sehen mit Rücksicht auf die manchmal recht mangelhaft ausgebildete Paralleltextur und den vielen Feldspat wie granitisch aus. Die Ansicht, daß man es hier mit Graniten zu tun hätte, wird übrigens von der Analyse pag. 240 nicht unbedeutend gestützt. Dies namentlich deshalb, weil man in der Umgebung von Deutschbrod eigentlich wirklich fast nirgends sicher ist, daß man durch einen zufällig irgendwo angelegten Steinbruch nicht auf einen Granit stoßen könnte. Dessenungeachtet meine ich jedoch, daß die in Rede stehende Felsart aus folgenden Gründen kein Granit ist.

Vor allem muß darauf verwiesen werden, daß die Knollen eigentlich in zwei ziemlich verschieden aussehenden Gesteinen auftreten. Trotz der Lagerungsverhältnisse kann man deshalb zumindest nur sehr schwer annehmen, die beiden Gesteine wären nur aus einem, und zwar ursprünglich magmatischen Stoffe hervorgegangen. Auch scheint mir mit Rücksicht auf die ganz verschiedene Gesteinsausbildung die Annahme, daß dieser Stoff mit dem Zweiglimmergranite im Zusammenhange stünde, gewagt. — Weiters muß jedoch auch schon jetzt auf die Tatsache hingewiesen werden, daß dieses knauernführende Gestein, wenn nicht alle Anzeichen trügen, einem ganz bestimmten Horizont angehört. Dafür sprechen deutlich meine Beobachtungen neuesten Datums aus dem Gebiete des Kartenblattes „Časlau-Chrudim“. Meine Erfahrungen aus dem Gebiete des Kartenblattes „Iglau“ dürften aber zumindest nicht gegen eine derartige Auffassung anführbar sein. Die Annahme eines eruptiven Lagers, eines derartigen Ganges oder von etwas ähnlichem, was im Gebiete von drei Kartenblättern in einem bestimmten Horizonte aufträte, ist dagegen nur dann glaubhaft, wenn eine derartige Erscheinung (wie Pfahlbildung) ganz sicher nachweisbar ist. Im übrigen spricht gegen eine solche These der mikroskopische Befund.

Wir sahen früher (pag. 239), daß sich das Gestein durch

typische Pflaster-, beziehungsweise Siebstruktur auszeichnet. Beide diese Erscheinungen werden allgemein als Kontaktstrukturen gedeutet und nicht zum geringsten Teile deshalb haben wir eben auch den Cordierit- und den Biotitgneis als Kontaktprodukte aufgefaßt. Ist nun die Interpretation der Pflaster- und Siebstruktur als Contaktstruktur im allgemeinen so wie speziell bei den Cordierit- und Biotitgneisen unseres Gebietes gestattet, in dem Falle könnte man es nicht begreifen, weshalb dies bei dem Quarzsillimanitknauern führenden Gesteine nicht zutreffen sollte.

Was wir im ganzen übrigen Aufnahmsgebiete als allgemein geltendes Gesetz aufgefaßt haben, das können wir doch in diesem speziellen Falle unmöglich verleugnen und als nicht berechtigt erklären.

Obige Inkonsequenz wäre namentlich deshalb nicht gestattet, weil biotitreichere Abarten dieses allgemein Quarzsillimanitknauern führenden Gesteines ohnedies in jeder Hinsicht den knauernfreien Biotit- und manchen Cordieritgneisen gleich sind, falls man die letzteren mit solchen (kleineren) Partien der knauernführenden Gesteine vergleicht, die lokal und zufällig knauernfrei sind.

Die große Menge der Alkalien muß dabei durchaus nicht befremden, denn alkalireiche Feldspäte wurden ja manchmal auch in den Cordierit-, beziehungsweise Biotitgneisen in ziemlich beträchtlichen Mengen sicher nachgewiesen. Diesbezüglich verweise ich kurz auf das biotitarme Gestein von Jilem (pag. 224 ff.) und auf die Resultate der mikroskopischen Studien überhaupt.

Schließlich können wir jedoch an dieser Stelle noch auf die Tatsache hinweisen, daß ja auch in anderen, als Paragneisgebiete aufgefaßten Distrikten Gesteine vorkommen, die granitische Analysenresultate [1]) liefern.

Hat man neben den sonst oben berücksichtigten Momenten speziell die Pflasterstruktur als Folgeerscheinung der kontaktmetamorphosierenden Einwirkung des Zweiglimmergranites zugegeben und hat man dann daraus die sedimentäre Natur der die Quarzsillimanitknauern beherbergenden Gesteinsmasse abgeleitet, so wird es weiterhin nicht mehr so schwer fallen, im allgemeinen die Natur der nun zu besprechenden Knauern selbst zu deuten. Da die Auffassung im speziellen eine geteilte sein könnte, beabsichtige ich, wie dies auch sonst in der vorliegenden Arbeit geschah, die diversen Deutungen in Diskussionsform zu bieten, denn es ist ja die Möglichkeit vorhanden, daß erst die Neuaufnahme irgendeines der noch nicht kartierten Nachbarblätter in die Sache in diesem oder in jenem Sinne definitiv Licht bringen könnte.

Ist die Pseudogrundmasse, so nenne ich die Masse, in der die

---

[1]) Die Berücksichtigung der Strukturform zeigt uns übrigens in diesem speziellen Falle auch, wie verfehlt es wäre, auf Grund einer chemischen Analyse allein, beziehungsweise auf Grund des Eindruckes, den man bei der Betrachtung des Gesteines mit freiem Auge gewinnt, eine Diagnose zu stellen.

Linsen eingebettet liegen, sedimentären Ursprunges, so könnte man im allgemeinen annehmen, die Knauern wären:

a) so entstanden wie etwa ein Granat der Pseudogrundmasse, das heißt also, wie irgendein beliebiges Mineralkorn;

b) man könnte annehmen, sie wären Konkretionen und

c) könnten sie auf analoge oder gleiche Weise wie die Pseudogrundmasse entstandene Gebilde (also Kontaktprodukte) repräsentieren. In diese Gruppe der Deutungen gehört auch die Auffassung, nach der die Knauern Geschiebe wären. —

a. Gegen die Annahme, die Knauern wären auf gleiche Weise entstanden wie irgendein anderes Mineralkorn, kann man die Tatsache anführen, daß die Knauern Gemenge repräsentieren und daß sie ebendeshalb, weil sie schiefrige Gemenge sind, eine anders, obschon auch gesetzmäßig gebaute Substanz vorstellen als es Individuen sind.

Mir wenigstens ist kein hier anwendbares Gesetz bekannt, welches sowohl die Bildung von Individuen und derartiger Gemenge gleichzeitig erklären könnte. Für die sub *a* angeführte Ansicht scheint mir übrigens gar nichts zu sprechen.

b. Für die konkretionäre Natur der Knauern spricht vielleicht ihre Form, dagegen aber folgende Überlegung, die übrigens zum Teile auch gegen die Ansicht sub *a* angeführt werden kann.

Die Knauern sind schiefrig struiert.

Die Schieferung in den Knauern ist Gesetz. Ferner ist auch die Lage der Knauern selbst sowie der Schieferungsebene in denselben gesetzmäßig, und zwar dies sowohl mit Bezug auf den Vergleich der einzelnen Knauern untereinander als auch dieser und der Pseudogrundmasse.

Nun kann aber von einer Schieferung, die gleichsam „in statu nascendi“ der Knauern entstanden wäre, sowie von einer Orientierung von Konkretionen wegen des Wesens einer Konkretion nicht gut die Rede sein.

Daraus folgt indirekt, daß die Knauern, falls sie Konkretionen wären, zumindest später und durch seitlichen Druck hätten schiefrig werden müssen. Und nun besehen wir uns diese Annahme etwas genauer.

Der für die Erzeugung der schiefrigen Struktur in einer Konkretion notwendig erachtete Druck müßte unbedingt zur selben Zeit gewirkt haben, als das einschließende Gestein schiefrig wurde, oder es müßte eine später, jedoch zumindest in demselben Sinne wirkend gewesene Kraft dieselbe Folgeerscheinung verursacht haben, denn jede Konkretion ist ja jünger als die Substanz des einschließenden Gesteines. Im Falle, daß man diese Auffassung als den Tatsachen entsprechend deuten wollte, müßte man fragen: Wie soll man sich die Schieferungen in jenen Fällen entstanden denken, wo sie, wie pag. 247 gesagt wurde, einen Winkel untereinander einschließen? — Man beachte diesbezüglich auch das Bild 6 auf Taf. V.

Soll denn ein und dieselbe Kraft oder zwei, allein in gleicher Richtung wirkende Kräfte Schieferungsflächen erzeugen können, die lokal, aber nebeneinander — und das ist die Hauptsache daran — verschiedene Lagen aufweisen sollten?

Wir sehen also, daß auch die Annahme einer konkretionären Natur der Knauern nicht einwandfrei ist, beziehungsweise daß man diese Erscheinung unter diesem Gesichtswinkel an der Hand der Theorie vom Dynamometamorphismus nicht zu deuten in der Lage ist.

Wenden wir uns also der Besprechung der sub *c* ins Auge gefaßten Möglichkeiten zu.

Nehmen wir an, daß die Knauern sowie die selbe einschließende Gesteinssubstanz sedimentärer Natur ist und ferner, daß diese beide auch Kontaktprodukte repräsentieren. In diesem Falle können wir die Knauern in zweifacher Weise deuten.

α) Die Knauern könnten vielleicht Geschiebe eines ursprünglich quarzitischen Gesteines sein, das etwas Tonerde (? kaolinisierten Feldspat) führte, so daß durch die kontaktmetamorphosierende Einwirkung des Granites allein der Sillimanit und etwas Biotit und die sonstigen Mineralspuren entstanden wären. Dem Drucke fiele in diesem Falle keine oder zumindest keine Minerale neuschaffende Kraft zu.

Für diese Auffassung spricht in ganz besonderer Weise bis auf eine Ausnahme [1]), die ich bei einem Besuche der Stelle bei Chrast im Jahre 1906 beobachtete, die Form, dann die stets schiefrige Struktur, die Natur der Substanz und die gesetzmäßige Anordnung im einschließenden Gesteine.

Dagegen wird man jedoch, ganz abgesehen von obiger einer Ausnahme, vielleicht folgendes einwenden. 1. In diesen uralten, weil hochkrystallinen Gesteinen können keine Schotter mehr erhalten geblieben sein, denn die Gesteine haben schon zu viele oder zumindest zu tiefgreifende Umwandlungen ihrer Substanz erlitten. Als scheinbare Stütze dieser Ansicht wird man 2. die Tatsache anführen, daß neben dem fraglichen quarzitischen Schotter keine anderweitigen Geschiebe und Gerölle zu finden sind, obwohl die Schotter zumeist, wenn auch nicht absolut überall und immer eine verschiedene Natur ihrer Elemente zu verraten pflegen.

Ferner wird man 3. als Einwendung die Frage aufwerfen, wie man sich die Tatsache erklären soll, daß in den erwähnten Ausnahmefällen die Schieferungsebenen der Knauern und der einschließenden Substanz einen Winkel miteinander einschließen, beziehungsweise 4. wie an einem linsenförmigen Geschiebe eine ast- oder zapfenförmige Fortsetzung hätte erhalten bleiben können, beziehungsweise schließlich 5. wird man fragen, warum liegen denn auch die fast runden Knauern (Taf. IV, Fig. 2) so geordnet, daß die Schieferungsebene der Linsen untereinander sowie mit jener des einschließenden Gesteines zusammenfällt?

Alle vorgebrachten Einwendungen sind jedoch mit Ausschluß der fünften selbst, das heißt, entweder an und für sich oder mit Bezug auf unseren Gegenstand nicht einwandfrei.

Die erste der ins Feld geführten Einwendungen ist eine, ich möchte

---

[1]) Es war ein längliches, unregelmäßiges, nicht linsenförmiges Gebilde das eine Art ast- oder zapfenförmige Fortsetzung einer Linse zu bilden schien.

sagen, geologisch-dogmatische Behauptung, die für unser Gebiet[1]) bis heute noch absolut durch gar nichts bewiesen ist. Im Gegenteil! Wir haben im Bereiche des Kartenblattes Deutschbrod ganz unerwartet Grauwacken nachgewiesen, gleiche Gebilde wurden (späteren Publikationen vorgreifend) aus dem Gebiete des Kartenblattes Iglau angeführt und in letzterem fand man auch tonschieferartige Phyllite. Zudem muß es übrigens an dieser Stelle auch erlaubt sein, nochmals auf die Feldspatgerölle aus makroskopisch ganz unanfechtbaren Gneisen (cf. Taf. VI, Bild 2—6) hinzuweisen.

Bedenken wir ferner, daß unsere Gneise ein, wie schon mehrmals gesagt wurde, mehr oder weniger gleich östlich einfallendes Schichtpaket darstellten, so müssen wir, objektiv urteilend, gewiß zugeben, daß in einer derartigen Schichtserie doch die verschiedenalterigsten, also mithin auch nicht absolut sehr alte neben derartigen Bildungen vorkommen können.

Um jedoch allen Mißverständnissen vorzubeugen, erkläre ich bei dieser Gelegenheit bezüglich der Altersfrage unserer Schiefer, daß ich diese durchgehends als Gebilde von unbestimmbarem Alter auffasse. Mehr folgt darüber unten.

Ad 2. Betreffs der Meinung, daß die Linsen deshalb keine Schotterreste repräsentieren könnten, weil nicht Geschiebe und Gerölle von Gesteinen verschiedener Natur vorliegen, mag folgendes bemerkt werden. Wir haben gesehen, daß die besagten Schiefer aller Wahrscheinlichkeit nach Kontaktprodukte sind, sie sind also umgewandelte Gebilde. Wie das ursprüngliche Gestein, so können aber auch die diesem eventuell verwandten Schotter umgewandelt, das heißt, gleichsam vom einschließenden Gesteine assimiliert worden sein, während die quarzitischen, weil dieser Masse fremden Gebilde als polare Gegensätze noch erhalten blieben — wenn überhaupt überall verschiedener Schotter vorhanden sein müßte.

Ad 3. Wollte man die Tatsache, daß die Schieferungsebenen einzelner Linsen einerseits und des einschließenden Gesteines anderseits miteinander einen Winkel einschließen, als Beweis gegen die Schotternatur der Linsen anführen, so können wir kurz darauf verweisen, daß auch in den derzeitigen Gewässern die Schieferungsebenen der Gerölle und Geschiebe nicht absolut mit der Schichtung des eben in Bildung begriffenen Sedimentes zusammenfallen.

Im Gegensatze dazu wäre die sub 5 aufgeworfene Frage viel berechtigter: Warum fallen die Schieferungsebenen der mehr oder weniger runden, also nicht linsenförmigen Knauern (cf. Bild 2, Tafel IV) stets in dieselbe Ebene, und zwar ebenso untereinander wie mit Bezug auf das einschließende Gestein? Wenn man es nämlich in

[1]) Die benachbarten Gebiete beweisen für unseren Fall absolut nichts, denn erstens wissen wir ja noch gar nicht, was die Spezialaufnahme dort zutage fördern wird, und schließlich sind die Untersuchungsresultate anderer Gebiete aus noch zu besprechenden Gründen für uns ohnedies nicht bindend.

diesem speziellen Falle mit wirklichen Geröllen zu tun hätte, so müßte doch eben dies vielleicht nicht Regel sein!

Dieser Gedanke und die Beobachtung jener zapfenförmigen Fortsetzung einer Quarzsillimanitlinse, wie ich sie oben sub 4 erwähnte, sind auch die gewichtigsten Gründe, die gegen die Gerölle, beziehungsweise Geschiebenatur der Knauern zu sprechen scheinen und die eventuell in der unten sub β anzuführenden Auffassung ihre theoretische Begründung finden dürften.

Bevor wir jedoch zur Besprechung dieser Möglichkeit übergehen, möge nur noch folgende Bemerkung hier Raum finden.

Dem Drucke wird von den Verfechtern der Theorie vom Dynamometamorphismus bei der Erklärung der Bildungsweise der krystallinen Schiefer eine sehr große Bedeutung beigelegt. Der seitliche Druck könne, wie dies teilweise niemand leugnen kann, Gesteine „umprägen“ und jede Kraft erzeuge stets eine, allein wenn ich die verschiedenen Autoren, die sich damit beschäftigten, recht verstehe, auch nur eine Schieferungsebene.

Unter diesem Gesichtswinkel betrachtet, blieb es mir nun unverständlich, warum die Knauern nicht überall die Schieferungsebene derselben Richtung im einschließenden Gesteine parallel zeigen. Jeder Anhänger der Drucktheorie wird nämlich zugeben, daß zumindest die Knauern, deren Schieferungsebene jener der Pseudogrundmasse nicht parallel sind, früher schiefrig wurden, als das einschließende Gestein seine Schieferung erlangt hat. Daraus resultiert mithin für die Dynamometamorphiker von selbst die Annahme zweier zu verschiedenen Zeiten und in verschiedenen Richtungen wirksam gewesenen Kräfte.

Man wende mir ja nicht ein, auf Grund der Lagerung der Sillimanitgebilde kann von keiner Schieferung gesprochen werden, denn in diesem Falle müßte ich kurz auf den Biotit hinweisen der im Bilde 2, Tafel IV, durch die dunklen Punkte dargestellt erscheint und der stets an und für sich auch deutlich genug (zumindest im Mikroskope) für eine Schiefrigkeit der Knollen in jenem Sinne spricht, wie es der Sillimanit zeigt!

Was wäre also unter Berücksichtigung obiger Momente ein naturnotwendigeres Petitum der Theorie von Dynamometamorphismus als die Forderung, daß alle Knauern die Schieferungsebene derselben Ebene, und zwar jener im einschließenden Gesteine parallel haben müßten, denn es ist ja klar, daß die zweite, das heißt jene Kraft, die das einschließende Gestein, also die Hauptmasse angeblich umwandelte, bedeutend größer gewesen sein muß als die zeitlich erste, die nur die Schieferung in den absolut wie relativ so kleinen Knollen hervorgerufen haben sollte. Dies namentlich dann, wenn man annehmen wollte, das Gestein wäre in der sogenannten „tiefsten Zone“, in der sich die Druckwirkung in chemischer Richtung äußert (Grubenmann, pag. 60), zur jetzigen Ausbildung gelangt.

Wendet man also die Lehren vom Dynamometamorphismus in unserem Falle an, so sehen wir, daß man auf Widersprüche oder zumindest auf unerklärbare Phänomene stößt.

Dem könnte vielleicht folgender Erklärungsversuch abhelfen.

β) Das die Knauern einschließende Gestein wurde als ein kontaktmetamorphes, im allgemeinen alkalireiches Gebilde aufgefaßt, welches ursprünglich ein ziemlich feinkörniges Sediment und mithin mehr oder weniger geschichtet gewesen sein mag.

Eine speziell den Sedimenten zukommende Eigentümlichkeit ist es nun, daß diese von Stelle zu Stelle sowohl strukturell als auch chemisch ganz gesetzlos verschieden beschaffen sein können.

So ist es zum Beispiel möglich in lockeren, erst in Bildung begriffenen, sandigen Sedimenten relativ so wie absolut tonerdereichere, sandkörnerführende, mehr oder weniger kugelförmige Knollen zu finden[1]), die gleichzeitig mit dem Sedimente entstehen.

Ein anderes Analogon könnten vielleicht die sogenannten Tongallen in Sandsteinen abgeben, bezüglich derer ich Joh. Walther[2]) anführen will.

„Fast alle Vertiefungen im Sandmeer, die langgestreckten, talähnlichen Schori der Turkmenen, ebenso wie die breiten Flächen der Takyrböden sind mit einer Tonschicht überzogen, die, hart wie eine Tenne und in der Regel von Trockenrissen polygonal durchschnitten, ein völlig horizontales Parkett bildet. Ist die Tonschicht nur 1—2 *cm* mächtig, dann krümmen sich die eintrocknenden Platten wie Hobelspäne zusammen und werden leicht ein Spiel des Windes, der sie zwischen den Sanddünen dahintreibt und in den Sand einbettet. Wird dann im Winter der Sand feucht, dann sinkt die Tonrolle erweicht zusammen und erscheint als breitgedrückte Tongalle dem Sande eingeschaltet.“

Wer von uns hat übrigens an heißen Sommertagen nach einem Regen noch nie folgendes analoges Verhältnis auf flachen Feldwegen in lehmigen Gegenden gesehen? Das Wasser einer Pfütze verdunstet. Der Schlamm auf dem Boden derselben trocknet ein. Er bekommt unregelmäßige Sprünge. Die obersten Partien des trockenen Schlammes lösen sich vom Untergrunde ab. Sie krümmen sich etwas, also analog wie es Walther angibt. An der unteren Seite haftet daran vielleicht noch etwas Sand. Soll dieses Phänomen mit den von Walther angegebenen Begleiterscheinungen (Einbettung) in einem Dünengebiete unmöglich sein, wo die beiden Erscheinungen doch so verwandt sind, daß man sie beinahe identifizieren möchte?

Die Existenz derartiger Gebilde berechtigt uns nun zu der Annahme, daß auch die in Rede stehenden Knauern ursprünglich vielleicht substantiell gleiche oder analoge Gebilde gewesen seien. Nun ist es aber gewiß nicht unmöglich, daß derlei Knollen eine gewisse schichtenweise Verteilung von Ton und Sand, einen eventuell spurenhaft angedeuteten Schalenbau einst besessen hätten. Daraus folgt also

[1]) Ich erinnere mich aus meiner Jugendzeit, daß wir uns Knaben beim Baden im Freien gerne mit derartigen tonig (lehmig) sandigen Knollen bewarfen, die wegen ihrer Lockerheit beim Erreichen des Zieles ganz zerfielen und ohne einen Schaden angerichtet zu haben nur einen lehmigen Schmutzfleck hinterließen.

[2]) Joh. Walther, „Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit.“ Berlin 1900. pag. 128.

eine gewisse, wenn auch vielleicht undeutliche, allein im allgemeinen doch vorhanden gewesene Schichtung der Knollen oder in gewisser Hinsicht eine nicht ganz unregelmäßige und nicht vollkommen gesetzlose Zusammenballung ihrer Substanz.

Diese hypothetische Schichtung der Knollen dürfte ursprünglich allgemein der Schichtung der Pseudogrundmasse parallel oder nahezu parallel gewesen sein. Nur in Ausnahmefällen ist durch derzeit nicht mehr kontrollierbare einstige Geschehnisse dies verhindert worden, oder es sind einzelne Knollen bald nach oder während ihrer Bildungsperiode verschoben worden. Dadurch entstand vielleicht später, also sekundär ein Winkel zwischen der Schichtungsebene (? Einrollungsfläche; Joh. Walther) des Knollens und jener Ebene der derzeitigen Pseudogrundmasse.

Durch die spätere Auflagerung neuer Sedimente wurden die Knollen ganz in eine substantiell verschiedene, für sich und im Großen betrachtet aber zumindest relativ einheitliche Masse eingebettet. Anfangs erfolgte zudem vielleicht auch noch (lokal) eine Abplattung der Knollen. Waren aber die Knauern schließlich einmal ganz in dem sie umgebenden, fest gewordenen Gesteinsmateriale eingeschlossen, von dieser Zeit angefangen dürften sie dagegen für deformierende Druckkräfte mehr oder weniger unempfindlich gewesen sein.

Dieser ganze knauernführende Gesteinskomplex hat ja später durch orogenetische Kräfte eine gestörte Lagerung erlangt. Tiefgreifende, das Gestein umbildende Vorgänge müssen jedoch dadurch allein noch nicht eingetreten sein, denn die Umkrystallisation der ganzen Masse und die Erwerbung der derzeitigen Gesteinscharaktere hätten auch die Umkrystallisation und Umformung aller Linsensubstanz zur Folge haben müssen, und von einer Abweichung der Schieferungsebenen (cf. Bild 6, Taf. V) wäre schon deshalb dann auch keine Rede.

Diese Interpretation läßt nun die Annahme zu, daß jene zapfen- oder astartige Fortsetzung der oben erwähnten Linse einfach eine zufällige Ausbuchtung vorstellt wie etwas ähnliches auch in der Mitte des Bildes 4, Tafel V, zu sehen ist. Dagegen kann man die Schieferung kurz als ein infolge der Kontaktmetamorphose, welche das Gestein erlitt, sehr hoch potenziertes, bereits ursprünglich zumindest in seiner Anlage vorhanden gewesenes Schichtungsphänomen deuten. Eine Interpretation der Schieferung, die übrigens auch sonst in dem besprochenen Gebiete wahrscheinlich nicht verfehlt sein dürfte.

Im weiteren mögen einige diese Auffassung stützende und mit derlei Tatsachen in gewisser Beziehung verwandte Phänomene besprochen werden.

Wie mehr oder weniger in jedem Paragneise, so hatten wir auch in unseren Cordierit- und besonders in den Biotitgneisen vielfach Gelegenheit, unregelmäßige Fibrolithflecke[1]) be-

[1]) Fibrolith nach Rosenbusch (Physiographie, 4. Aufl., pag. 137) als Gemenge von Sillimanit und Quarz aufgefaßt.

ziehungsweise stratenartige Anreicherungen dieses Gemenges zu beobachten.

Zwischen den unregelmäßigen Flecken und Straten kann sicher nur ein gradueller Unterschied, und zwar nur in der Weise gemacht werden, daß man annimmt, es wäre die Sedimentation, das heißt, die Ansammlung jener Substanz(en), aus der (denen) der Sillimanit, beziehungsweise der Quarz entstanden ist, an den bezüglichen Stellen im Vergleiche zur Stratenbildung zu früh unterbrochen worden oder sie wäre überhaupt nicht ganz zur Ausbildung gelangt.

An der sedimentären Herkunft der stratenförmig auftretenden Sillimanitanreicherungen wird wohl kaum gezweifelt werden. Aus obigem Grunde wird man deshalb auch gegen die Annahme einer gleichen Natur der unregelmäßigen Flecke kaum etwas ernst einwenden können, widrigenfalls man die Frage aufwerfen müßte: Bei welcher Ausdehnung muß man eine Quarzsillimanitanreicherung noch als Fibrolithfleck und bei welcher schon als ein Stratum bezeichnen?

Nun entspricht weiter die mineralogische Natur der unregelmäßigen Fibrolithflecke ganz jener der besagten Knauern. Die Unterschiede bestehen daher (obzwar nicht immer) nur bezüglich der verschiedenen Größe, der verschieden regelmäßigen Form und der ungleich scharfen Abgrenzung gegen das einschließende Gestein, beziehungsweise, wie ich meine, in dem (zumindest scheinbaren) Fehlen jener Biotithäute bei den Flecken, die die Knauern so schön ausgebildet aufwiesen. Ich bemerke jedoch nochmals, daß diese Häute zwar ausnahmsweise aber doch auch lückenhaft ausgebildet sind, wie pag. 246 gesagt wurde.

Welche Bedeutung man daher diesen Unterschieden mit Bezug auf die Genesis der Knauern und der unregelmäßigen Flecke beimessen soll, das mag wohl Auffassungssache des Einzelnen sein. Ich wäre nicht abgeneigt, beiderlei Sillimanitanreicherungen nur als verschieden stark individualisierte im Wesen jedoch gleiche oder zumindest analoge Gebilde zu deuten.

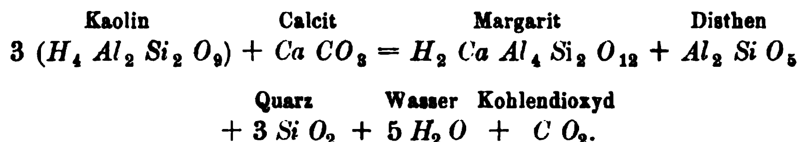
Auf diesem Umwege gelangen wir aber zu demselben Schlusse wie oben und voranstehende Überlegung spricht dafür, daß aller Sillimanit aus mehr oder weniger tonerdereichen Lagen, Flammen, Flecken, das heißt, unregelmäßigen Partien, beziehungsweise Knollen oder Knauern hervorgegangen sein dürfte. Solche Koalinanreicherungen wurden aber schließlich auch in den vorne beschriebenen Grauwacken und in denen verwandten Gesteinen (pag. 270—271, 272) tatsächlich konstatiert.

Meinem Dafürhalten nach fragt es sich deshalb vor allem, ob eine Umwandlung von Tonerde in Fibrolith, beziehungsweise in Sillimanit in diesem Sinne, wie hier gefordert wird, überhaupt möglich ist.

In dieser Hinsicht verweise ich in erster Linie auf ein Beispiel, welches U. Grubenmann[1]) angibt.

[1]) „Die kristallinen Schiefer", I. Teil, pag. 36.

In dem zum Vergleiche angezogenen Falle soll (angeblich durch Druck) Kalktonschiefer in Kalkglimmerschiefer mit Disthen nach folgender Gleichung übergehen können. Von der metamorphosierenden Kraft sei hier speziell abgesehen, da es sich ja an dieser Stelle nur um die Möglichkeit des chemischen Prozesses und nicht um den Weg dessen Durchführbarkeit handelt.



$$3\,(H_4\,Al_2\,Si_2\,O_9) + Ca\,CO_3 = H_2\,Ca\,Al_4\,Si_2\,O_{12} + Al_2\,Si\,O_5$$
$$+\,3\,Si\,O_2 + 5\,H_2\,O + C\,O_2.$$

Aus der vorstehenden chemischen Gleichung — vorausgesetzt ihre Berechtigung mit Rücksicht auf tatsächliche Verhältnisse — kann jedermann ersehen, daß die Quarz- und Disthensubstanz nur aus dem Kaolin stammen kann. Was aber aus dem Kaolin in dem Gemische Kaolin und Calcit hervorgehen kann, dasselbe könnte sich vielleicht unter gewissen Umständen auch aus dem reinen Kaolin bilden. Da ferner Disthen und Sillimanit bekanntlich nur verschiedene Formen für ein und dieselbe chemische Substanz repräsentieren, so können wir daraus wohl in der Theorie folgern, daß bei entsprechend geänderten physikalischen Verhältnissen $Al_2\,Si\,O_5$ auch in Sillimanitform aus Kaolin hervorgehen könnte, wobei auch hier von dem Wege, auf dem dieses Ziel von der Natur erreicht wird, abgesehen werden soll.

Wir brauchen dabei nur an einen einfachen Zerfall der Kaolinsubstanz bei geänderten physikalischen Verhältnissen nach folgender Gleichung zu denken:



$$H_4\,Al_2\,Si_2\,O_9 = 2\,H_2\,O + Al_2\,Si\,O_5 + Si\,O_2.$$

Diese Auffassung scheint mir auch aus folgenden Gründen erlaubt zu sein.

Betrachten wir vor allem das tatsächliche Verbandsverhältnis von Quarz und Sillimanit. Die Verwebung derselben läßt in vielen Fällen ganz sicher die Annahme eines gleichen Alters der beiden Elemente zu. Die Bildung beider ist also ganz allgemein auf dieselben äußeren Ursachen zurückführbar.

Ferner können wir darauf hinweisen, daß alle Sedimente relativ viel und mit Bezug auf die sonstigen Elemente sogar vielleicht zuviel Tonerde führen, beziehungsweise führen können. Speziell in Flammen, Flecken und sonstigen unregelmäßigen Formen wurde, wie gesagt, der Kaolin vorne mehrmals nachgewiesen (cf. pag. 270 ff.). Auf pag. 279 wurde außerdem auch gezeigt, daß der Sillimanit wie aus einem Kaolin herauszuwachsen scheint. Deshalb folgt daraus der nahezu an Tatsachen grenzende Wahrscheinlichkeitsschluß, daß bei einer allgemeinen Umwandlung eines Gesteines, wie sie bei der Kontaktmetamorphose erfolgt, ein gewisser Teil der vorhandenen Tonerde vielleicht in keine Verbindung mit anderen — weil nicht vorhandenen — Elementen treten kann. Als Tonerde kann aber die Sub-

stanz $H_4 Al_2 Si_2 O_9$ bei einer Gesteinstemperatur, wie sie ein Granitmagma bei seiner Eruption besitzt, auch nicht existieren. Dies ist schon deshalb undenkbar, da ja allgemein diese Substanz in frischen, das heißt, gut erhaltenen krystallinen Schiefern nicht vorkommt. Was ist also natürlicher, als daß besagter Stoff vor allem all sein Wasser verliert. Ist einmal dies geschehen, so liegt aber weiters ohne dies nur noch jene Substanz vor, welche die Knauern überhaupt im allgemeinen repräsentieren ($Al_2 O_3 . 2 Si O_2$) oder, da wir diese Substanz in den Schiefern nicht kennen ($Al_2 O_3 . Si O_2$) + $Si O_2$, das ist Sillimanitsubstanz + $Si O_2$, das ist Fibrolith.

Für diese theoretische Ableitung, nach welcher der Sillimanit und zumindest teilweise auch die gegenständlichen Knauern aus Kaolin (Lehm) bei höherer Temperatur entstanden sein sollten, liefern übrigens die bereits aus der Literatur bekannten diesbezüglichen experimentellen Versuche M. W. Vernadskys[1]) zumindest scheinbar eine sehr schöne Bestätigung.

Derselbe fand, daß „Kaolin bei sehr hoher Temperatur (1320° bis 1350°) in Sillimanit“ übergeht[2]).

Dabei kann ferner auch darauf hingewiesen werden, daß sich nach den Erfahrungen desselben Autors Sillimanit oder sillimanitähnliche Substanzen künstlich einfach durch Zusammenschmelzen von $Al_2 O_3$ und $Si O_2$, so wie auch bei der Porzellanindustrie bilden können.

Diese Tatsache erfuhr bekanntlich eine weitere erfreuliche Bestätigung durch folgenden Zufall, betreffs dessen ich mir Doelter[3]) zu zitieren erlaube.

„Bei einem Besuche des ungarischen Nationalmuseums zeigte mir dessen Direktor, Herr Hofrat Krenner, einen von Frémy künstlich erzeugten Sillimanit, der sich zufällig an den Rändern des Tiegels gebildet hatte, in welchem künstlich Rubine erzeugt worden waren; wo $Al_2 O_3$ und $Si O_2$ bei hohen Temperaturen zusammentreffen, ist Gelegenheit zur Bildung von Sillimanit gegeben.“

All die vorgebrachten Gedanken und Einwendungen berücksichtigend, glaube ich also an dieser Stelle die Quarzsillimanitknauern ebenso wie die Fibrolithflecke und -straten von lokalen, schon im ursprünglichen Sedimente vorhanden gewesenen, allein davon der Natur nach etwas verschieden beschaffenen Kaolin-(Ton-)anreicherungen mit verschiedenen Mengen von Quarz ableiten zu dürfen.

Zur Altersfrage unserer Schiefer übergehend, kann ich zwar hier auf meine bereits oben pag. 343 erfolgte Stellungnahme hinweisen. Wegen der Wichtigkeit, die diesem Gegenstande zukommt, sollen jedoch noch einige weitere Bemerkungen an dieser Stelle Aufnahme finden.

Aus jedem größeren Lehrbuche der Geologie ist zu entnehmen,

---

[1]) M. W. Vernadsky, „Sur la reproduction de la Sillimanite“. Bulletin de la société française de minéralogie, Paris 1890, pag. 256–271.

[2]) Zitat nach Rosenbusch, Mikr. Phys., IV. Aufl., 2. Hälfte, pag. 187.

[3]) „Petrogenesis“, Braunschweig 1906, pag. 202, Fußnote 1.

welche Rolle die sogenannte „böhmische Masse" im Laufe der Zeiten gespielt haben soll.

Der Tenor aller diesbezüglichen Auseinandersetzungen ist, mit kurzen Worten gesagt, folgender. Die Granite sind uralt, die Schiefer wären zwar jünger als die Granite (oder vielleicht gleichalterig), allein auch archäisch. Aus dieser Auffassung folgt also implizite auch für unser Aufnahmsgebiet der Schluß, daß das ganze Krystallinikum diesen archäischen Formationen angehören sollte. Mit der Stellungnahme in diesem Sinne wollen wir uns nun im folgenden kurz beschäftigen.

Wenn uns nicht alle im voranstehenden besprochenen Beobachtungen täuschen und deshalb in weiterer Folge bei den Deduktionen irreführten, so können wir wohl sagen, daß sich die Grundprinzipien für die Deutungsmöglichkeit unseres Gebietes durch die Neuaufnahme des Kartenblattes „Deutschbrod" geändert haben.

Vor allem sehen wir doch, daß der Granit an einzelnen Stellen nachweisbar jünger als der dort auftretende „Gneis" ist. Auf Grund der (zuerst als lokal hingestellten Eigentümlichkeiten der Gneise wurde sodann der Schluß abgeleitet, daß diese ihren Habitus der vom jüngeren Granite (lokal) ausgegangenen, metamorphosierenden Kraft zu verdanken haben. Von den einzelnen Stellen gingen wir auf die Weise, daß wir spezielle Beobachtungspunkte untereinander in Beziehung brachten, auf die Linie (Landstrich) über, die uns den Grenzverlauf zwischen Granit und Schieferhülle vorstellt. So kamen wir dazu, die Grenzpartien der Schieferhülle als Kontaktprodukt zu deuten. Schließlich wurden noch die übrigen abseits von diesem Distrikte gelegenen Beobachtungen in die Überlegungen einbezogen und als Schlußresultat ergab sich die Auffassung, daß die Biotit- und Cordieritgneise sowie ihre Einlagerungen zumindest zum allergrößten Teile Kontaktprodukte repräsentieren.

Auf diesem kurz skizzierten Gedankenwege gelangte ich also zu dem Schlusse, daß in dem von mir kartierten Gebiete des Blattes „Deutschbrod" der krystalline Charakter der Schiefergesteine nicht als eine Funktion des Alters, sondern einzig und allein als eine Folgeerscheinung physiko-chemischer Prozesse aufzufassen ist, welch letztere in der Eruption des Granites ihre Ursache haben sollen. Solche Prozesse können nun ebensogut relativ jungen wie auch älteren Datums sein, sie können also sehr verschiedenalterige Gebilde betroffen haben. Dies namentlich deshalb, weil wir ja in unserem Gebiete eine Schichtserie vor uns haben, die alle möglichen älteren, allein auch jüngeren Gebilde umfassen könnte, da von einer nur halbwegs sicheren Tektonik der ursprünglichen Gesteine auch nicht einmal andeutungsweise die Rede sein kann.

Fassen wir das Archaikum in dem allgemein vertretenen Sinne auf, wie es zum Beispiel E. Kayser in seiner Geologie[1]) tut, dann kommen wir aber im Gegensatze zu der landläufigen Auffassung

---

[1]) 2. Aufl., 1906.

unserer Gneise sogar zu dem Schlusse, daß ein Archaikum in unserem Gebiete überhaupt gar nicht vorliegt.

Darf ich meinen Standpunkt, bevor ich mit diesem Abschnitte schließe, nochmals genau präzisieren, so möchte ich also sagen:

Ein nicht genug zu verurteilendes Unternehmen wäre es, auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse über das hier in Rede stehende Gebiet betreffs der Altersfrage der Schieferhülle in irgendeiner Weise im positiven Sinne Stellung zu nehmen. Wir wissen eben nichts über ihr Alter. Aus diesem Grunde muß aber auch die alte Auffassung, man habe es mit archäischen Gebilden zu tun, entschieden zurückgewiesen werden.

Die Hoffnung, über diese Frage jemals etwas Genaueres zu erfahren, ist natürlicherweise zumindest sehr gering, obschon ich sie für den Landstreifen am nördlichen Blattrande oder zumindest für einzelne Stellen desselben doch noch nicht ganz aufgebe. Der Schlüssel zur Deutung dieses Territoriums könnte nämlich möglicherweise im Gebiete des sogenannten Eisengebirges (Blatt Časlau und Chrudim) gefunden werden. Für diesen Umstand scheinen nämlich einige im Jahre 1906 im letzteren Terrain gegen Schluß des damaligen Ambulanzdienstes vom Autor gemachte Beobachtungen nicht wenig Zeugenschaft abzulegen.

Am Schlusse angelangt, fühle ich mich nur noch bemüßigt die Namenswahl „Gneis" zu rechtfertigen, die vielleicht insoferne nicht ganz berechtigt ist, als ich die Schiefer allgemein nur als Kontaktprodukte gedeutet habe.

Im wesentlichen entschloß ich mich dazu deshalb, weil von unserer Anstalt bereits Nachbarblätter veröffentlicht wurden, in denen vermutlich gleiche Gesteine, weil nicht als Kontaktprodukte gedeutet, die Bezeichnung Gneis erhielten. Ferner deshalb, weil es mir scheint, daß für uns bei dem jetzigen Stande unseres Wissens über krystalline Schiefer aus Böhmen und Mähren überhaupt die Erkenntnis der Verhältnisse sowie das Sammeln diesbezüglicher Tatsachen und nicht die Schaffung eines neuen [1]) Namens die Hauptsache sein soll. Schließlich indes auch deshalb nicht, da eben infolgedessen bezüglich des Verhältnisses sicherer Kontaktprodukte zu den „Gneisen" noch lange nicht das letzte Wort gesprochen sein wird.

Die Anwendung des Namens Hornfels macht bei der Benennung unserer Schiefer mit einem Sammelnamen (wie es der Ausdruck Biotitgneis beispielsweise ist) namentlich die (speziell beim Cordieritgneise) so allgemein grobkörnige Struktur unmöglich, welche auch im Biotitgneise kaum wo allgemein unter den Grad einer fein körnigen stark herabsinkt. Dies namentlich dann, soferne wir mit Zirkel (Petrographie, 2. Aufl., II. Bd., pag. 86 u. 87)

[1]) Von allen älteren, diesbezüglich bei verschiedenen Gelegenheiten (Kongressen etc.) in Vorschlag gebrachten Namen hat sich aber bis jetzt ohnedies noch keiner allgemeine Anerkennung verschafft, was ein Maßstab für die Bewertung ihrer Güte sein kann.

darunter „ein meist makroskopisch kryptomeres, recht festes und hartes Gestein von feinkörnigem bis splittrigem Bruch“ verstehen.

Auch glaube ich mit der Bezeichnung Cordierit-, beziehungsweise Biotitgneis der Nomenklatur, die vom mineralogischen Standpunkte ausgeht ohne theoretische Spekulationen schon in den Namen zu legen, am meisten gerecht zu werden. Dies namentlich deshalb, da beispielsweise Rosenbusch (Elemente, 1. Aufl., pag. 479) die Cordieritgneise ohnedies, mit einer ganz besonderen Einschränkung (l. c. pag. 480) kurzweg als Paragneise auffaßt, bis zu welchem Punkte ja die Ergebnisse meiner Arbeiten mit der Auffassung Rosenbusch's sich decken.

2. Altersfrage der Diorite und der Gabbrogesteine.

Im Reviere Ransko fanden wir im Verbreitungsgebiete des Olivingabbro mehrere Peridotit vorkommen, die jenen durchbrochen oder sich zumindest später gebildet zu haben scheinen als der erstere und mithin deshalb mit Bezug auf den Olivingabbro jünger sein sollten. Das basischere Gestein wäre hier das Jüngere, die Bildungen des relativ saureren Magmas das Ältere.

Nun hatten wir mitten drinnen im Peridotite nochmals Olivingabbro und sogar noch saurere Gebilde zu verzeichnen, da ja der anorthositartige Forellenstein fast nur aus Feldspat mit einzelnen Olivinkörnern besteht. Also gerade das umgekehrte Säureverhältnis.

Im Gebiete des Olivingabbro hatten wir ferner Hornblendegabbro konstatieren können. Dasselbe Gestein, das hier jünger sein müßte, als der Olivingabbro es ist, kommt nun auch außerhalb des Territoriums vor, das dem Olivingabbro zufällt. Mit diesem kann man sein Alter also zwar nicht vergleichen. Nach Ansicht des Autors ist jedoch die Tatsache, daß im Gebiete dieses Hornblendegabbro keine Funde von Olivingabbro gemacht wurden, nur auf den Mangel von Aufschlüssen zurückzuführen.

Betrachten wir nun weiters die Natur des Feldspates und die Konstanz seines Auftretens. Im Peridotite fehlt er ganz. In den Modifikationen, die zum Gabbro hinüberführen, ist er in verschiedenen kleinen Mengen vorhanden. Weiters kann er im Gabbro selbst einerseits nur in ganz geringen Mengen auftreten oder er wird anderseits sogar ein relativ ziemlich reichlich vorhandener Gemengteil, und zwar dies selbst dann, falls wir vom anorthositartigen Forellensteine ganz absehen, da er in diesem auch absolut herrscht.

Seiner Natur nach ist der Feldspat im Olivingabbro Vertreter des basischesten Poles der Plagioklasreihe; er ist ein reiner Anorthit. In den hornblendereichen dioritischen Gesteinen wird er ein Andesin und in dem Diorite nördlich von K. 560 wurde gar auch ein Orthoklas erkannt.

Schließlich sei noch bemerkt, daß auch im dioritischen Gesteine südöstlich von Huti lokal Orthoklas und andernorts fraglicher Quarz nachgewiesen wurde. Hier nimmt also der Diorit die aller-

sauersten Formen an, Modifikationen, die schon unmittelbar an Granite angrenzen.

Vergleichen wir ferner die Feldspatnatur mit dem Auftreten, beziehungsweise Verschwinden der einzelnen gefärbten Gemengteile. Wo der Olivin ohne Pyroxen vorkommt, beobachteten wir keine Plagioklase. Der Plagioklas erscheint in der Regel erst gleichzeitig mit dem Pyroxen und ist da ein Anorthit. Verdrängt die Hornblende den Olivin und auch den Pyroxen, so wird Hand in Hand damit der Plagioklas saurer, denn er wird ein Andesin. Tritt schließlich zur Hornblende noch Biotit hinzu, so sehen wir, wie bemerkt, gar einen Orthoklas zur Ausbildung gelangen.

Die Gruppierung der Minerale neben- und nacheinander ist nach all dem eine derartige, daß wir sagen dürften, die Gesteine, welche erstere aufbauen, bilden von den sauersten bis zu den basischesten eine kontinuierliche Reihe.

Betrachtet man nun die eben vorgebrachten Tatsachen im Lichte der Erfahrungen, die man andernorts an Gabbrogesteinen gemacht hat, so dürften wir kaum fehlgehen, falls wir uns alle basischen Gesteine des Ransker und Sopoter Revieres als aus einem Magma durch Magmaspaltung entstanden denken.

Genauere Angaben zur Begründung dieser Deutung hoffe ich in der pag. 176 angekündigten selbständigen Arbeit auf Grund genauer mikroskopischer Studien und mit Berücksichtigung von Analysen später liefern zu können.

Im selben Maße, wie in den Revieren Ransko und Sopot keine genau fixierbare Eruptionsfolge beobachtet werden kann, gilt dies, wie wir sahen, von dem Granit-Dioritgebiete nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov. Bald scheint, wie oben (pag. 171) gezeigt wurde, das eine, bald das andere Gestein das jüngere, beziehungsweise das ältere Gebilde zu sein.

Einen analogen Mineralwechsel wie im Ransko-Sopoter Waldgebiete können wir nun auch in den Dioriten und Graniten der Nordostecke unseres Kartenblattes verfolgen, nur scheint mir hier die Änderung im Mineralbestande der sauersten im Vergleiche zu den basischesten Modifikationen verhältnismäßig geringer als in den ersteren Bildungen zu sein, obschon hier ein zumindest gleich deutlicher Gegensatz im Habitus der Gesteine zu beobachten ist.

Die Variationen der gefärbten Bestandteile sind nämlich hier geringer. Stets tritt mit wenigen Ausnahmen ein Vertreter der Amphibol-, beziehungsweise Biotitgruppe, mag man die Diorite oder die amphibolführenden roten Granite in Betracht ziehen, auf. Einem verhältnismäßig größeren Wechsel ist nämlich hier eigentlich die Glimmer- und Amphibolmenge unterworfen.

Dabei muß besonders bemerkt werden, daß die Glimmermenge überhaupt nie groß wird, während das Amphibolmineral zwar ganz ausbleiben kann, wie wir sahen, allein auch in den mineralogisch sauersten Modifikationen vorkommt. In den Dioriten fand ich den braunen Glimmer nur sehr untergeordnet und lokal aus-

gebildet. (Er scheint da an Quarz gebunden zu sein.) Der Hornblende steht er mit Bezug auf die Quantität sehr weit nach. In den roten Graniten wird dagegen das Verhältnis ein gleiches oder es kann auch der Biotit lokal ganz allein zur Entwicklung gelangen. Hand in Hand mit dieser Quantitätsänderung von Hornblende und Biotit ist ein allgemeiner Rückgang in der Führung von gefärbten Gemengteilen überhaupt vor sich gegangen. Deshalb der deutlichere Gegensatz im Habitus der Gesteine. Nur in den quarzreichsten und mithin allersauersten Modifikationen des roten Granites kann schließlich der braune Glimmer durch einen hellen — Muskovit — verdrängt werden.

Das Wesentliche an obigen Angaben scheint mir also die Tatsache zu sein, daß nicht so sehr die Natur des gefärbten Bestandteiles als vielmehr und vor allem die Menge desselben wechselt.

Wir wollen nun noch die Feldspäte in unsere Betrachtung einbeziehen.

In dem rein dioritischen Gesteine aus der Gegend südlich von Slavikov war der Plagioklas ein Labrador, der sich an den Andesin anschließt (pag. 169) und in jenem südlich von Stikova (pag. 168), beziehungsweise in einer Probe südwestlich von „Na kopcich“ (pag. 169) ein Andesin. Dasselbe gilt auch von dem Diorite südöstlich von „Na Vychnalově“ (pag. 169). Schon der Diorit südöstlich von Štikova läßt dagegen neben Andesin auch einen Albit erkennen (pag. 168). Eine Dioritprobe ostsüdöstlich von Stikova (pag. 168), die dünne lagenförmige Spuren eines roten Feldspates verriet, ließ weiters überhaupt nur Albit erkennen, obschon vorläufig noch zugegeben werden soll, daß es möglich ist, daß hier noch ein basischerer Feldspat außer dem bestimmten vorkommen könnte. Sicher ist dagegen die Tatsache, daß in dieser Probe neben dem roten Feldspate und neben Albit ein gewisser Prozentsatz der Kieselsäure als Quarz zur Ausscheidung gelangt ist.

Tatsache ist es also, daß in den bezüglichen Dioriten der Feldspat vom basischen Labrador bis zum Albit wechseln kann, und daß mit diesem sauersten Plagioklas gleichzeitig außer rotem Feldspat auch Quarz in den Gesteinsverband eintritt.

Es wird kaum bezweifelt werden, daß die Diorite nördlich und südlich von der Linie Studenec-Stěpanov verwandt sind. Ihre Trennung erfolgte doch nur aus arbeitstechnischen Gründen in obiger Weise, denn unter der Kreidedecke können ja unzählige kleinere oder wenige große hiehergehörige Gesteine auch noch vorkommen. In mineralogischer Hinsicht bindet sie überdies, abgesehen vom Habitus und Struktur die gleiche grüne Hornblende und der immer wieder vorkommende Andesin. Nun wurde ferner bei Huti im Diorite sogar Orthoklas sicher bestimmt. In den dioritischen Gesteinen aus der Umgebung von Ždirec kommt weiters als Plagioklas zumeist ein Andesin zur Ausbildung. Der Feldspat kann jedoch alle Formen bis zum Orthoklas annehmen. Mithin ist in den Dioriten neben *Ca* und *Na* auch *K* in einem gewissen Prozentsatze vorhanden.

Diese Dioritmodifikationen, die Kalium in so beträchtlicher Menge enthalten, daß (bei gleichzeitiger Anwesenheit von Quarz) Orthoklas zur Ausbildung gelangen konnte, und jene Dioritabarten, die neben Quarz roten Feldspat führen, könnten nun eventuell Bindeglieder zwischen den dunklen, basischen, respektive dioritischen und den hellroten, sauren, beziehungsweise granitischen amphibolführenden Gesteinen (pag. 159) vorstellen.

Betrachten wir wie oben das mineralogische Bild der eruptiven Bildungen nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov gleichzeitig mit demjenigen der basischen Gesteine südlich von Ždirec, so können wir also (vorläufig zwar noch mit Vorbehalt) die Ansicht zum Ausdrucke bringen, daß auch erstere analog wie letztere durch Spaltungsvorgänge aus einem Magma hervorgegangen sein dürften, ja es ist sogar möglich, daß alle oben besprochenen Gebilde aus ein und demselben Magma abzuleiten wären. Daraus folgt nun für die Frage betreffs des Altersverhältnisses der Diorite zu dem roten Granite nördlich von der Linie Studenec—Odranec—Stěpanov der Wahrscheinlichkeitsschluß, daß beiderlei Gesteine zwar vielleicht nicht ganz gleichalterig sind, daß jedoch beiderlei Bildungen in zwei beiläufig knapp aufeinanderfolgend aufzufassende Zeitepochen fallen dürften. So schiene das Ineinandergreifen der beiderlei Gebilde unter dem Gesichtswinkel der derzeit geltenden Theorien wahrscheinlich am besten erklärt zu sein.

Wo wir die Grenze zwischen Diorit und rotem Granit aufgeschlossen angetroffen haben, sahen wir keines der beiden Gesteine wesentlich andere Strukturformen annehmen als abseits von der beobachteten Grenze. Die Verfestigung der Diorite und Granite dürfte also in beiden Fällen beiläufig unter denselben physikalischen oder zumindest unter physikalisch äquivalenten Verhältnissen stattgefunden haben. —

Man mag nun über die Berechtigung der Abtrennung einer besonderen Ganggesteinsabteilung in der Petrographie denken, wie man wolle, sicher ist es, daß ein Gestein mit ausgesprochener porphyrischer Struktur unmöglich unter denselben physikalischen Verhältnissen zur Ausbildung gelangt ist, wie ein rein körniges.

Aus diesem Grunde lassen unmöglich eine derartige, wenn auch nur beiläufig mit den benachbarten Felsarten gleichzeitige Bildungsweise jene porphyrischen Gebilde zu, die ich oben pag. 185 bis 187 als Ganggesteine von dioritischem Habitus beschrieb und die man mit Rosenbusch als Malchite oder mit Weinschenk als porphyrische Diorite, beziehungsweise Porphyrite bezeichnen mag. Diese Gesteine von dioritischem Habitus müssen, zumindest soferne sie porphyrisches Gefüge aufweisen, in einer bereits nicht mehr hinreichend warmen Umgebung erstarrt sein, um ein körniges Gefüge annehmen zu können. Daraus folgere ich einerseits eine Epoche, in der ältere Eruptionen in dieser Gegend bereits einen Abschluß gefunden haben und anderseits eine

Epoche, in der die von dem früheren Zeitabschnitte durch eine Pause getrennten Magmanachschübe erfolgten und aus denen diese Malchite sich gebildet haben.

Auf Grund all der vorausgeschickten Überlegungen können wir also den Bau der Gegend und die Geschichte der Eruptionen in der Umgebung von Ždirec, letzteres natürlich mit Reserve, folgendermaßen interpretieren.

Die eruptiven Gebilde in der Nordostecke unseres Kartenblattes fallen so gut wie sicher in zwei voneinander durch eine Pause getrennte Perioden.

Im ersten Zeitabschnitte entstanden die roten Granite, die verschiedenen Diorite und alle ihre basischeren Verwandten, im zweiten dagegen die Malchite. In welchem Verhältnisse die Gebilde des ersten Zeitabschnittes zueinander stehen, ist nicht ganz sicher. Wahrscheinlich sind die zeitlichen Verhältnisse nicht für alle Vorkommen die gleichen.

Der Stikovadiorit dürfte etwas älter sein als der rote Granit, denn sonst wären die sicher beobachteten gangartigen Apophysen des letzteren im Gebiete des ersteren nicht leicht erklärlich. Falls man jedoch dieser Deutung den Gedanken entgegenstellt, daß ja nach den Einzeichnungen in der Karte auch der Diorit Arme in das Granitterritorium entsendet, so dürfen wir uns vor allem nicht verhehlen, daß der Dioritarm bei Rovné nur auf Grund von Lesesteinen eingezeichnet wurde, während die Granitapophysen anstehend gefunden werden, und dann sind erstere in einer bunten Gesellschaft angetroffen worden, welche aus rotem Granit, gneisartigen Gebilden und Dioritbrocken besteht.

Im übrigen sei jedoch auch darauf hingewiesen, daß die Grenzlinie Slavikov—Zálesi—Rovně nicht unbedingt der Ausdruck einer Gebirgsgrenze sein muß, die auf der heutigen Terrainoberfläche normal steht. Diese Gebirgsgrenze kann ja hier eventuell eine gegen Nord einfallende schiefe Ebene sein. Diese Ausläufer des Diorites sind also in keiner Weise beweiskräftig.

Im Gegensatze zum Stikova Diorite dürften die Diorite von Ober-Studenec, „Na Vychnalově', südwestlich und ferner nordwestlich Oudavy sowie das Gabbrogestein südlich von der letztgenannten Ortschaft bei ihrer Eruption den roten Granit bereits vorgefunden haben, und zwar dürften sie so ziemlich unter denselben physikalischen Verhältnissen erstarrt sein wie jener selbst, was übrigens auch vom Granite im Stikova Diorite gelten mag.

Erst als die Diorite, roten Granite und das Gabbrovorkommen südlich von Oudavy ein gewisses Erstarrungs- und gleichzeitig Abkühlungsstadium erreicht haben, mag es infolge der dabei eingetretenen Kontraktion obiger eruptiven Körper zur Ausbildung von Sprüngen gekommen sein, auf denen die Malchiteruptionen stattgefunden haben. Lokal müssen sich dabei natürlich die physikalischen Verhältnisse (Temperatur) schon so wesentlich geändert haben, daß es zur Ausbildung der porphyrischen Struktur kommen konnte.

Um zur Frage, in welchem Verhältnisse die grauen Gneise von Věstec zu den gegenständlichen Felsarten stehen, Stellung zu

nehmen; dafür haben wir keine Anhaltspunkte. Vielleicht folgt darüber eine Erklärung in der Arbeit über das Gebiet des Kartenblattes Časlau—Chrudim.

3. Altersfrage der Lehme und Schotter nebst den sandigen Ablagerungen auf dem Wartberge bei Frauental.

Einer späteren Publikation vorgreifend, sei schon hier bemerkt, daß ich ganz gleiche Schotter, wie sie oben pag. 317—318 geschildert wurden, auch im Bereiche des südlich anstoßenden Kartenblattes Iglau (Zone 8, Kol. XIII) beobachtet habe. Dasselbe scheint ferner im Gebiete des Blattes Groß-Meseritsch (Zone 8, Kol. XIV) der Fall gewesen zu sein. Franz E. Suess scheidet nämlich dort miocäne Quarzschotter aus, die lokal, wie bei mir, an eluviale grenzen.

Dies sei deshalb vorausgeschickt, weil wir dadurch zur Kenntnis gelangen, daß unmittelbar an (und im Iglauer Blatte auf) der großen mitteleuropäischen Wasserscheide in unserem Gebiete analoge Schottermassen vorkommen, wie sie E. Tietze aus dem Bereiche des Kartenblattes „Landskron—Mährisch-Trübau beschrieb [1]). E. Tietze nimmt (l. c. pag. 580) an, daß die bezüglichen Schotter des Blattes „Landskron — Mährisch-Trübau" nicht von weither in die dortselbst in Rede stehenden Gegenden gebracht worden wären. Den Beweis dafür erblickt er in enorm großen Kalkgeröllen, die zwischen den Quarzkieseln angetroffen wurden. Diesbezüglich fehlen mir aus meinem Arbeitsgebiete leider jegliche Beobachtungen, die für, aber auch jegliche, die gegen eine solche Annahme sprechen könnten.

Da jedoch die schotterführenden Lehme wie im Landskroner Blatte auch in unserem Aufnahmsgebiete auf das innigste mit (allem Anscheine nach) diluvialen (eluvialen) Lehmen verbunden sind, so glaube ich erstere, Tietzes Beispiele folgend, „wenigstens provisorisch ebenfalls dem Diluvium" beizählen zu sollen.

Die besagten Schotter unseres Aufnahmsgebietes reichen jedoch nicht nur, wie gesagt, über die südliche Blattgrenze und über die große mitteleuropäische Wasserscheide (auf dem Blatte „Iglau") hinweg. Man findet sie sogar noch im Bereiche des Blattes „Datschitz—Mährisch-Budwitz", das südlich an das Blatt „Iglau" anschließt. Umgekehrt finden wir sie aber auch noch jenseits des nördlichen Randes des Kartenblattes „Deutschbrod" im Gebiete des Blattes „Časlau—Chrudim".

Auf diese Weise erkennen wir also, daß ehemals die Gegend nördlich mit jener südlich von der mitteleuropäischen Wasserscheide durch Gewässer verbunden gewesen sein mußte.

Nun haben wir im Časlau — Chrudimer Blatte Kreidesedimente, die sich durch die Nordostsektion unseres Kartenblattes noch in den Bereich des Blattes „Polička—Neustadtl" erstrecken.

---

[1]) „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch". Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Jahrg. 1901, Bd. LI, pag. 579 und 580.

Wegen der eigentlich minimalen Entfernungen unserer Schotter von den Sedimenten des Kreidemeeres liegt ganz allgemein der Gedanke nahe, obige im Lehm konstatierte Schotter als zerfallene Perutzer oder allgemein Kreideschichten zu deuten.

Nach einer vielleicht etwas davon abweichenden Erklärung wären unsere Schotter eventuell die „Umrandung" der böhmischen Kreide. Man vergleiche diesbezüglich Katzers Angaben in seiner „Geologie von Böhmen", pag. 1259 und 1497.

Gegen irgendeine derartige Deutung ergeben sich jedoch folgende Bedenken.

Wie die Kreide in unserem Gebiete entwickelt ist, das kann aus dem vorausgehenden III. Abschnitte ersehen werden. Über die Ausbildung dieser Sedimente im nördlich angrenzenden Landstriche lehren indes die vorläufigen Bemerkungen des Autors[1]) „über die tektonischen Verhältnisse am Südwestrande des Eisengebirges auf der Strecke Zdirec—Licoměřic".

Ganz abgesehen davon, daß zwecks einer defivinitiven diesbezüglichen Stellungnahme unbedingt die fertigen, genauen Karten vom Rande des Kreidegebietes vorliegen müßten, sind die tiefsten Kreidebildungen unseres Kartenblattes viel feinerkörnige Sandsteine. Konglomerate habe ich bisher nirgends konstatiert. Nun möchte ich geneigt sein anzunehmen, daß wenigstens in den tiefsten Partien unserer als „Perutzer und Koritzaner Schichten" bezeichneten, den „Schottern" zunächstgelegenen Gebilden doch etwas, wenn noch so wenig von diesen Quarzgeröllen vorhanden und konstatierbar sein müßte, wenn ein derartiger Zerfall oder eine derartige Umrandung plausibel erscheinen sollte.

Ferner müssen wir speziell gegenüber einer eventuellen Annahme, die Schotter wären an Ort und Stelle zerfallene Kreidekonglomerate, die Tatsache in Erinnerung rufen, daß die runden Quarzkiesel in einem Lehme eingebettet liegen, der mit dem eluvialen und hypothetisch auch diluvialen, wie schon gesagt, aufs innigste verquickt ist. Wenn jedoch ein Kreideschotter auf krystallinem Untergrunde aus einem Konglomerate entstanden wäre, so müßte er wohl oder übel auf dem Zersetzungsprodukte des Untergrundes, in unserem Falle also auf dem Lehme, liegengeblieben sein. Nur in einem solchen Falle zumindest wären wir berechtigt, beziehungsweise vielleicht bemüßigt, eine (zerfallene) Kreidebildung als solche zu kartieren. Bei meinem bezüglichen Studium beschäftigte ich mich mit dem Gedanken, ob vielleicht ein nicht nur zerfallenes, sondern gleichzeitig auch umgeschwemmtes Kreidegebilde vorliege.

Sollte man sich für diese Deutung entscheiden, so möchte ich auf die eventuelle Behandlung einer Arkose in einem analogen Falle hinweisen. Im allgemeinen wird diese als „regenerierter Granit" aufgefaßt. Niemandem fällt es jedoch ein, selbe in einem konkreten Falle als Granit in einer Karte auszuscheiden. Dies wohl selbst dann nicht, wenn wirklicher Granit in der Nähe vorkommt. Dasselbe Prinzip muß nun auch hier zur Geltung kommen.

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 399—414.

So gelangen wir also auch auf einem Umwege zum Endresultate, daß eine Ausscheidung unserer „Schotter" als Diluvium kaum absolut als unrichtig bezeichnet wird werden können, was übrigens auch unseren oben erfolgten Anschluß an die Deutung der bezüglichen Schotter von Landskron durch E. Tietze vollkommen rechtfertigt.

Gegen die Annahme, man hätte es mit zerfallenen Kreidesedimenten zu tun, scheint mir jedoch auch folgender Umstand zu sprechen. Bei der Betrachtung der Hauptverbreitungsgebiete unserer „Schotter" fällt es auf, daß diese im Kartenblatte „Deutschbrod" vornehmlich am Schlapankabache, am linken Ufer der Sazawa bis Swětla und dann nordwärts an beiden Ufern der Kleinen Sazawa auftreten.

Es sei an dieser Stelle ganz unumwunden zugegeben, daß möglicherweise ein derartiger Schotter im Bereiche unseres Kartenblattes untergeordnet noch wo gefunden werden könnte. Die Wald- und Feldkulturen verdecken vieles. Als diesbezüglich verdächtig erscheint mir zum Beispiel das ganze rechte Sazawaufer von der Stadt Deutschbrod bis Swětla. Jeglicher Mangel an dafür geeigneten Aufschlüssen hindert mich jedoch, dem Schotter ein größeres Verbreitungsgebiet einzuräumen.

Mit Rücksicht auf die oben angegebene Verteilung unserer Schotter möchte ich nun meinen, daß es naheliegend wäre, diese als eine Art Flußterrassen zu deuten, wobei wir annehmen, daß uns der Schotter einen alten Flußlauf markiert, der eventuell von Süden kommend unser Blatt in nördlicher Richtung durchquerte. Wie es sich zeigen wird, kommen nämlich in südlichen Distrikten zumindest scheinbar mehr kantenrunde Formen vor als im Norden. Das Entgegengesetzte gilt für die schön runden Gebilde.

Die dabei in Betracht kommenden jetzigen Wasserläufe könnten im Falle, daß diese Annahme den Tatsachen entspräche, fast ganz die derzeitigen Richtungen im großen und ganzen schon einst gehabt haben. Ausnahmen, beziehungsweise Richtungsänderungen der Wasserläufe wären bei angenommen nördlichem Abflusse demnach eigentlich in diesem Falle nur von Swětla nordwärts (Kleine Sazawa) und, wie wir sehen werden, vielleicht einmal bei Wiese (Blatt Iglau), also auf, beziehungsweise unmittelbar südlich von der derzeitigen Wasserscheide zu verzeichnen.

Würde diese Hypothese den gewesenen wirklichen Verhältnissen entsprechen, so müßten wir uns die derzeitige große mitteleuropäische Wasserscheide überhaupt oder wenigstens für einen gewissen Zeitabschnitt zwischen der Tertiärzeit und dem Diluvium, beziehungsweise richtiger am Ende des Tertiärs oder am Anfange des Diluviums als nicht an der jetzigen Stelle bestanden denken und die Schotter könnten wir dann eventuell von zerfallenen tertiären Konglomeraten (vom Belvederschotter) ableiten.

Als eine derartige Phase kann man sich möglicherweise vielleicht jenen Zeitabschnitt des Tertiärs vorstellen, in welchem es in Großbritannien, Belgien, Frankreich, Italien, zum Teile auch in Deutschland und noch in anderen Ländern zur Ablagerung der Sedi-

mente des Astien, beziehungsweise des Sizilien kommen konnte, denn in Österreich-Ungarn (zum Teile schon auch in Deutschland) fehlen bekanntlich die Analoga für diese Gebilde [1]).

Stillschweigend nahmen wir dabei an, daß das pliocäne Meer, denn um ein solches kann es sich da handeln, mit seinen Gewässern überhaupt nur noch an die derzeitige Wasserscheide reichte.

Welche Wechselbeziehungen wir uns zwischen den derzeitigen Schottern unseres Gebietes und den tertiären Gebilden, von welchen wir diese ableiten, vorstellen können und dürfen, darauf komme ich später zurück.

Der oben skizzierte Ideengang führt uns aber auf diese Weise auch wieder an dasselbe Ziel, das ist zur Annahme, die Schotter auf und unmittelbar an der mitteleuropäischen Wasserscheide wären mutmaßlich altdiluvial. Ein Gedanke, den wir eventuell insoferne ergänzen könnten, als wir, wie oben gesagt, annehmen, daß der Übergang vom Tertiär zum Diluvium nicht katastrophal, das heißt plötzlich, sondern langsam erfolgte, und daß infolgedessen die Schotter eventuell in dieser Übergangszeit vom Tertiär zum Diluvium in der Epoche des Astien, beziehungsweise Sizilien anderer Gebiete als zu einer Zeit, wo die derzeitige Wasserscheide noch nicht existierte, auf fluviatilem Wege in die jetzigen Distrikte, die heute zum Teile die Wasserscheide repräsentieren, gelangt wären. Natürlich reicht dieser „Umlagerungsprozeß" seit damals eigentlich auch noch in die Jetztzeit.

Die beste Stütze dieser Hypothese wäre gewiß

a) die Beobachtung unanfechtbaren Tertiärs im Gebiete der in Rede stehenden Schotter im Bereiche des Kartenblattes „Deutschbrod" selbst, oder wenigstens

b) das Auftreten derartigen Schotters nahe bei unanfechtbaren tertiären (konglomeratischen oder Schotter-) Sedimenten.

Der ersteren Eventualität beabsichtige ich später unten besonders näherzutreten. Fassen wir hier vor allem die zweite Möglichkeit ins Auge.

Es wurde bereits gesagt, daß derzeit absolut gleich auftretende Quarzschotter nicht nur im Bereiche des Kartenblattes „Deutschbrod", sondern auch in dem in südlicher Richtung angrenzenden Blatte „Iglau" und schließlich auch noch in dem ans Iglauer Blatt südlich anschließenden Blatte „Datschitz und Mährisch-Budwitz" vom Autor beobachtet wurden.

Mit Bezug auf das Blatt „Datschitz und Mährisch-Budwitz" sei nun erwähnt, daß K. J. Maška in unseren „Verhandlungen" (1904, pag. 304) über den Fund eines Mastodonstoßzahnes aus der Gegend südlich von Telč, beziehungsweise genauer aus dem Distrikte „zwischen den Dörfern Slejboř und Černič, südlich von der gegenwärtigen Haltestelle Slejboř" berichtete.

Das Material, in welches der Zahn eingebettet lag, wurde von

[1]) cf. Toula, Lehrb. d. Geologie. Gliederung des Neogens, pag. 308 und 309.

Maška als „neogene Sandschichten" [1]) angesprochen. An beiden Enden ist der Zahn frisch abgebrochen. „Trotz eifrigster Nachforschungen an Ort und Stelle konnten", wie Maška sagt, „weder die fehlenden Stücke noch sonstige Reste dieses Tieres gefunden werden."

In unmittelbarer Nähe dieser Lokalität beobachtete ich nun im Jahre 1904, der zukünftigen Publikation über das Blatt „Datschitz und Mährisch-Budwitz" nochmals vorgreifend, Quarzschotter, die ganz gleich auftraten wie im Gebiete des Kartenblattes „Deutschbrod".

An beiden Ufern des Thayaflusses konstatierte ich nämlich südlich, beziehungsweise südöstlich von Telč verschieden mächtige Lehmlager, die am rechten Ufer zwischen dem M. H. bei Radkov und Slejboř, beziehungsweise am linken Ufer östlich von Černič weißen Quarzschotter führen. Die Quarzkiesel waren hier teils ganz abgerollt, teils nur kantenrund. Diese letzteren, an den Kanten abgeschliffenen Quarze scheinen mir nun ein Verbindungsglied zwischen den erwähnten sich allem Anscheine nach auf relativ primärer Lagerstätte befindlichen und so gut wie sicheren neogenen Bildungen und diesen Schottern aus der Umgebung von Telč herzustellen.

Die Entfernung dieser Schotter von den nördlichen gleichen Gebilden hat meinem Dafürhalten nach nichts zur Sache, denn erstens hängen ja alle in Rede stehenden Schotter auch im Gebiete des Blattes „Deutschbrod" an und für sich nicht zusammen, dann ist es aber ferner auch noch gar nicht so absolut sicher, ob nicht auch manche jener Lehmlager Schotter führen, in denen die derzeitigen Verhältnisse dies nicht beobachten ließen.

Bedeutend berechtigter wäre man vielleicht die Stichhältigkeit dieser Theorie auf Grund folgender Überlegung zu bezweifeln.

Allen bisherigen Erfahrungen gemäß dürfen wir annehmen, daß das tertiäre Meer von meinem Aufnahmsgebiete aus betrachtet (fast) sicher in südöstlicher Richtung hin tiefer und tiefer wurde. Je weiter wir also aus dem Blatte Datschitz—Mähr.-Budwitz, durch das Kartenblatt Iglau und durch jenes von Deutschbrod in beiläufig umgekehrter Richtung, also gegen Norden gehen, in um so höhere Gebiete mit Bezug auf das damalige Meer dürften wir gelangen. Dies namentlich dann, wenn wir annehmen, daß das tertiäre Meer überhaupt nur bis zur Gegend der jetzigen Wasserscheide gereicht hätte. Das Meer muß indes doch auch ein Gebiet hinter sich gehabt haben, aus dem es seine Gewässer bezog!

Ohne neuerlicher Annahmen von Gebietssenkungen, beziehungsweise Hebungen oder einer Art „Aufblähung" in unserem Gebiete kann demnach diese Hypothese nicht erklären, wie es zu einem Abflusse der Gewässer aus dem einst absolut tieferen Gebiete des gewesenen tertiären Meeres gegen Norden kommen konnte. — Wann soll aber dies geschehen sein? Die „böhmische Masse" soll doch

---

[1]) Diese „enthalten feinen, gelblich gefärbten Sand, untermischt mit kleinen, an den Kanten abgerollten Quarzstücken; in den tieferen Partien kam grünlich grauer Mergel zum Vorscheine. Foraminiferen oder andere tierische Reste konnten nicht festgestellt werden".

einen alten, starren Horst vorstellen, der zumindest zur Zeit der Schlußphase der Alpenfaltung angeblich eine passive Rolle gespielt habe.

Es wurde schon oben auf pag. 360 gesagt, daß als beste Stütze für die Ansicht, unsere Schotter wären ein umgeschwemmtes Tertiär (also mithin ein Diluvium), Funde von tertiären Bildungen unmittelbar aus dem Gebiete der in Rede stehenden Schotter, also im Bereiche des Kartenblattes „Deutschbrod" selbst anzusehen wären. Um die Angelegenheit unter diesem Gesichtswinkel zu betrachten, wollen wir nun wieder das Gebiet des Kartenblattes „Deutschbrod" allein und speziell den sogenannten Wartberg südlich Frauental und seine Umgebung ins Auge fassen.

Dabei sehe ich von jeder Hypothese, die marine, brakische bezw. Süßwasser-Bildungen begrenzen will, von vornherein ab.

Mit lokalen Unterbrechungen finden wir von Termeshof fast östlich Deutschbrod eine Lehmdecke bei Pattersdorf, Pfaffendorf und von Schachersdorf gegen Südost entwickelt. Bei Termeshof, Julienhof, südlich Pfaffendorf und Schachersdorf beobachtete ich in diesem Lehme mehr oder weniger von dem besagten Quarzschotter. Wie es für alle sonstigen für den Schotter in Betracht kommenden Distrikte unseres Kartenblattes gesagt sein mag, so ist auch hier die Grenze gegen den Lehm ohne Schotterbildungen nicht als eine bestimmte scharfe Linie aufzufassen. Mit der Ausscheidung des Schotters will ich nur sagen, daß ich ihn in den bezüglichen Gegenden im allgemeinen beobachtete, während er in dem Lehme daneben zwar ebenso vorkommen kann, nur ist er von mir aus irgendeinem Grunde nicht absolut sicher im allgemeinen beobachtet worden. Meine Ausscheidung des Lehmes ohne Schotter wird demnach wie noch an manchen anderen Orten, so auch in der ganzen Umgebung von Pfaffendorf bis hin zum Wartberge auf Grund glücklicher Funde in späterer Zeit einmal vielleicht korrigiert werden können oder müssen. Der Lehm zumindest ist im Gebiete des oben angegebenen Landstreifens durch denselben Werdeprozeß entstanden oder an seine jetzige Fundstelle gelangt und der Mangel des Schotters (unmittelbar) am Wartberge ist entweder nur ein scheinbarer oder zufälliger. Beides braucht für unsere weitere Betrachtung keine Bedeutung zu haben, da die Entfernung vom Wartberge bis zum nächstgelegenen Schotter ohnedies nur eine ganz minimale ist, (weil sie nur etwa 1 *km* beträgt).

Geht man von Frauental (in südlicher Richtung bei der Häusergruppe Postjusel vorüber) auf die in der Karte mit 508 *m* Höhe bezeichnete Anhöhe Wartberg, so beobachtet man, bevor man noch zum „Postjusel" kommt, ein paarmal unmittelbar anstehenden grauen Gneis. Erst bei dem genannten Hause selbst hat man es mit einem Muskovitgranite zu tun. Auf dem Wege entlang der Waldgrenze und im Walde hat man dann überhaupt keine Gelegenheit Aufschlüsse zu Gesicht zu bekommen. Lesesteine beweisen hier nichts. Der Weg dürfte nämlich ursprünglich stark benutzt und der infolgedessen gebrauchte Schotter eventuell von irgendwo zugeführt worden sein.

Östlich vom Wege am Waldrande ist in diesem selbst einmal vielleicht geschürft worden.

An der südlichen Waldgrenze, nicht genau östlich von K. 502, treffen wir linker Hand vom Wege auf einzelne limonitisch gefärbte bis faustgroße Sandsteinbrocken. Außer diesen beobachtete ich hier einen Muskovitgneis in Form von Lesesteinen.

Der Sandstein ist ziemlich grobkörnig. Er besteht aus lauter milchweißen, bald eckigen, bald rundlichen Quarzkörnern. So viel ich sehen konnte, werden die einzelnen Fragmente dieses Minerals (höchstens) so groß wie eine Haselnuß. Als Zement tritt ein limonitisch gefärbtes Bindemittel auf. In diesem erkennt man mit der Lupe manchmal winzig kleine helle Glimmerschüppchen eingelagert.

Wir wenden uns nun zur Besprechung der Verhältnisse an den in der Karte als „Eisenerzgruben" bezeichneten Lokalitäten. Dabei halten wir uns an die Terraindarstellung der großen Karte (1 : 25.000).

a) Die Gruben genau südlich K. 536 oder nördlich vom „*s*" in der Bezeichnung „Eisenerzgruben".

Unmittelbar unter der Vegetationsschichte fand ich hier eine hellgelbliche, braungelbliche, braune oder auch ganz weißliche, an feinsten Quarzkörnern reiche, lehmige Masse. Die Quarzkörner waren manchmal bis bohnengroß und kantenrund. Neben diesen fand ich darin noch dunkel- bis schwarzbraune Körner, die ich für Psilomelan hielt. An einzelnen Stellen beobachtete ich auch eigentümliche Konkretionen von Kugel- oder unregelmäßiger Knollenform. Ihre Größe erreicht kaum die Dimensionen einer Kinderfaust. Äußerlich wäre man vielleicht geneigt anzunehmen, daß man es nur mit einem sandreichen Lehmknollen zu tun hat. Zerschlägt man sie jedoch, so wird man in erster Linie gewahr, daß sie innerlich hohl sind. Die Wand besteht aus lauter kaum stecknadelkopfgroßen Quarzkörnern. Das verbindende Zement ist auch hier eine braune, für Limonit gehaltene Substanz. Die innere Fläche der Hohlkugeln (Knollen) ist (fast) dunkel ziegelrot gefärbt und ganz unregelmäßig wulstig ausgebildet. Einschlüsse fand ich in diesen Konkretionen keine.

Außer den eben erwähnten Gebilden fand ich in der besagten lehmig-sandigen Masse nur noch unregelmäßige Bruchstücke eines Gesteines, das aus feinen Quarzkörnern bestand, welche von einer durch Limonit braungefärbten, kaolinischen Substanz verkittet waren, welch letzterer vermutlich noch zersetzte Feldspatfragmente beigemischt sind. Lokal war an den Bruchstücken eine Spur von Muskovit zu beobachten. Manchmal glaubt man daran auch eine sehr undeutliche Spur einer Schichtung auf Grund einer verschwommen streifenförmigen Farbenverteilung (schwer zu unterscheidende Nuancen von Braun) annehmen zu dürfen. Da sich die Dimensionen der Quarzkörner dieser Fragmente von jenen der lockeren Masse nicht oder kaum etwas unterscheiden, deshalb glaube ich diese Fragmente als die letzten Reste jenes Gesteines annehmen zu dürfen, aus dem die lehmig-sandige Masse unter dem Einflusse der Atmosphärilien entstanden sein mag.

Die Mächtigkeit der in Rede stehenden lehmig-sandigen Gebilde wurde in der besagten Grube je nach der Güte der Aufschlüsse auf 1—3 *m* geschätzt, das Liegende war dabei noch nicht aufgeschlossen.

b) Gruben südlich von „Eis" in der Bezeichnung „Eisenerzgruben".

An dieser Stelle befindet sich derzeit ein so gut wie undurchdringlicher Waldbestand. Dies zumindest insoferne als man ja beim Begehen der Lokalität die Orientierung nicht verlieren darf.

Was man hier sah und sicher lokalisieren konnte, das waren (abermals) limonitreiche, feinkörnige Sandsteine und wie im ersteren Falle ein limonit- und sandreicher Lehm.

c) Grube nordwestlich von K. 508, auf dem Felde östlich vom Walde.

Auch hier fand ich nur einen sehr feinkörnigen, limonitreichen Quarzsandstein.

Für die Beobachtung bedeutend günstigere Verhältnisse fand seinerzeit R. Helmhacker in diesem Distrikte vor. Mit Rücksicht auf die Bedeutung seiner Angaben über diesen Gegenstand wolle man mir gestatten ein etwas längeres Zitat aus seiner bezüglichen Arbeit [1]) hier reproduzieren zu dürfen [2]).

„Südlich von Pohled (Frauental) etwa 2 *km* und nordwestlich von Langendorf (Dlouhá ves) etwa $1^3/_4$ *km*, ist ein Wald [3]), unter dem horizontal gelagerte Schichten, wahrscheinlich neogenen Alters, auf nicht bedeutende Entfernungen nur als Insel auf dem Gneisgebiete aufruhen."

„Das Liegende dieser wenig ausgedehnten, kaum $^1/_2$ Stunde im Diameter messenden Neogenablagerung dürften Geschiebe und Gerölle von lichtem Quarz sein, welche stellenweise zu einem wenig festen Konglomerat verkittet erscheinen. Unter diesen Schichten dürfte sogleich der Gneis folgen."

„Das Konglomerat wird etwas kleinkörniger gegen das Hangende zu, teils einen losen weißen Quarzsand, teils einen sehr locker verbundenen grobkörnigen Sandstein bildend; sowohl Sand als auch der lockere Sandstein erscheinen durch dünne Psilomelanüberzüge der einzelnen Quarzkörnchen schwarz oder schwarzgrau gefleckt oder gefärbt."

„Ober diesem Sandsteine erscheint eine nur wenige Zentimeter bis 2 *dcm*, wohl auch, aber in selteneren Fällen, darüber bis $^2/_3$ *m* mächtige Sandsteinschicht oder Bank, in welcher die Sandkörner entweder durch ochriges, bräunlichgelbes, abfärbendes Eisenerz zu einem bröckligen wenig festen Sandstein oder durch braunen, am Bruche glänzenden Stilpnosiderit zu festen Bänken oder Platten verbunden erscheinen. In diesem Sandsteine, in welchem Stilpnosiderit als Zement auftritt, bildet das Eisenerz stellen-

[1]) „Über den gegenwärtigen Stand des Bergbaues bei Deutschbrod in Böhmen." Zeitschrift des berg- und hüttenmännischen Vereines f. Steiermark und Kärnten, 1876, pag. 256.

[2]) l. c. pag. 271 und 272 (Anhang).

[3]) Gemeint ist der Wald der hier als Wartberg bezeichneten Anhöhe.

weise gegen die Sandkörner den vorherrschenden Bestandteil, ja auch ganz reine derbe Stilpnosideritpartien bis zu faustgroßen und horizontalen Schnüren finden sich ausgeschieden. Da das ochrige Eisenerz durch Übergänge mit dem Stilpnosiderit verbunden erscheint, ist es also nur eine erdige Varietät desselben."

„Ober dieser Eisensandsteinbank folgen graue Töpfertone, über diesen gelbliche feinkörnige tonige Sandsteine, die mit langgezogenen Nestern und Bänken und horizontalen Streifen von grauem und auch rotbraunem Ton gebändert erscheinen. Gegen das Liegende zu ist der Tongehalt bedeutender als in der Richtung des Hangenden. Ober dem gelblichen tonigen Sandstein folgt dann die Vegetationshumusschicht. Bis auf den Eisensandstein sind von Tag aus nur 10 bis 13 *m* Tiefe; die Mächtigkeit des ganzen wahrscheinlich neogenen Gebildes dürfte nur weniges darüber betragen."

„Der Eisensandstein war Erz für die in Ransko befindlichen (fürstlich Dittrichsteinischen, jetzt Clam-Gallasschen) Hochöfen [1]) und ist im Walde Pinge an Pinge, vom Abbaue desselben herrührend, zu sehen. Der Abbau geschah durch Niederteufen eines Saigerschächtchens, Verhauen des Erzlagers vom Schachte aus und nachheriges Zubruchegehenlassen desselben."

Dieses Zitat dürfte, da heute kein Abbau des Erzes mehr erfolgt, außer anderen auch als Erklärung genügen, weshalb die derzeitigen Verhältnisse soviel weniger Beobachtungen zuließen.

Wir dürften kaum fehlgehen, wenn wir obige Funde in Übereinstimmung mit Helmhacker als tertiäre Bildungen auch weiterhin deuten. In der Karte beabsichtige ich sie indes wegen ihrer hypothetischen Natur nicht als solche auszuscheiden. Täten wir nämlich dies, so möchte vor allem die Karte eine Theorie an der bezüglichen Stelle darstellen, dann müßten wir aber auch vielleicht die Mitverantwortlichkeit für diese Altersbestimmung übernehmen. Nun sah aber ich nur das oben Geschilderte, was mich zu keiner Stellungnahme berechtigt.

Kollege Dr. R. J. Schubert untersuchte die Sande, welche ich an den oben angegebenen Stellen sammelte, allein auch der Genannte glaubt nicht sich für die Annahme eines bestimmten Alters der Sande entschließen zu dürfen. Die Sandkörner waren nämlich nicht einmal rund. Von Fossilien war aber schon gar keine Rede. Vielleicht sind die zuoberst konstatierten Sande einst zusammengeschwemmter Quarzsand, der mit den Graniten und Gneisen in ursächlichem Zusammenhange stehen könnte.

Durch den Fund dieser, zwar, wie gesagt, nur mutmaßlichen tertiären Sedimente können wir uns nun hypothetisch das Vorhandensein der von mir in der Karte im Lehmgebiete als diluviale Schotter (weil nicht mehr an der ursprünglichen Stelle ihrer Ablagerung und nicht mehr im ursprünglichen Verbande des Tertiärs) ausgeschiedenen Gebilde erklären. Freilich entstehen dadurch neue Schwierigkeiten, da wir infolgedessen gezwungen wären anzunehmen, daß die der-

[1]) Existieren heute nicht mehr. (Autor.)

zeitige große mitteleuropäische Wasserscheide kaum als das Gestade des tertiären Meeres angesehen werden könnte. Wären dies vielleicht Süßwasserbildungen?

Die Beobachtungen Helmhackers und des Autors dürften nebenbei auch als hinreichende Belege dafür angesehen werden, daß gegenständliche Schotter auch als glaziale Ablagerungen nicht zu deuten sind. Ich bemerke nur noch, daß ich nirgends „gekritzte" Bildungen beobachten konnte.

Durch die Besprechung und den Hinweis auf die verschiedenen Erklärungsmöglichkeiten der angeführten Beobachtungen glaube ich hinreichend die Berechtigung der Ausscheidung von diluvialen Lehmen und Schottern und ihre hypothetische Abstammung von einer Tertiärdecke gezeigt zu haben. Was dagegen die eben voranstehend bezeichnete Wasserscheidefrage betrifft, meine ich, daß die definitive Lösung derselben, falls eine solche überhaupt möglich sein wird, nicht in den Rahmen dieser Arbeit fallen kann. Dazu benötigen wir gewiß der Beobachtungen aus viel größeren Gebieten.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung.

I. Teil.

II. Teil.

III. Teil.

IV. Teil.

Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens.

Von Walery Ritter von Łoziński.

Mit 2 Zinkotypien im Text.

I. Übersicht der physikogeographischen Ereignisse der Quartärzeit.

Im Höhepunkte der diluvialen Eiszeit, als das Inlandeis seine größte Ausdehnung im nördlichen Europa erreicht hat, bedeckte es auch den nördlichsten Teil von Galizien. Der Verlauf der Südgrenze der diluvialen Eisverbreitung war hauptsächlich durch die Oberflächengestaltung des Landes vorbezeichnet, indem die Erhebungen, die das nordgalizische Senkungsgebiet vom Süden umrahmen, sich wie eine Mauer den südwärts drängenden Eismassen in den Weg stellten. Im Westen des Landes trat der Eisrand an den Fuß der Karpathen heran und es zwängten sich zahlreiche, manchmal sehr lange Eisausläufer zungenförmig in die bereits ausgearbeiteten Karpathentäler hinein. Die Erscheinung, daß ein Mittelgebirge, welches mit Ausnahme des innersten Teiles der Tatra keine selbständigen Gletscher zur Diluvialzeit trug, von einer sozusagen auswärtigen Vereisung erreicht wurde und daß Eiszungen sich wie Gletscher in einer der Entwässerung und dem Gefälle widersinnigen Richtung in die prädiluvialen Abflußrinnen hineinschoben, bietet viele interessante Probleme, die im zweiten Abschnitte an dem Beispiele des Santales besprochen werden sollen. Östlich von Przemyśl, wo der Karpathenrand plötzlich nach Süden umbiegt, konnte das Inlandeis am weitesten in südlicher Richtung vordringen. In Ostgalizien hat das Vordringen des Inlandeises zum Teil vielleicht erst an der steilen Nordkante des podolischen Plateaus Halt gemacht, welch letzteres eisfrei war und zur älteren Diluvialzeit ein von der nordischen Vereisung unabhängiges Entwicklungsstadium durchlief.

Höchst auffallend ist die Tatsache, daß im Randgebiete der nordischen Vereisung, am Nordsaume der westgalizischen Karpathen [1]) nur Schotter aus der Grundmoräne abgelagert wurden. Der eigentliche Geschiebemergel, beziehungsweise Geschiebelehm, dessen Hauptmasse aus feinerdigem Material besteht [2]), in welchem die Geschiebe zerstreut

[1]) Vom Santale an westwärts.

[2]) Der norddeutsche Geschiebemergel enthält im Mittel nur 1% Steine und 3% Kies. Geinitz, Die Eiszeit, pag. 15. — In einem Geschiebemergel aus Dänemark

oder in dünnen Lagen angeordnet vorkommen, fehlt gänzlich. Das bedeutende Vorherrschen der Geschiebe gegenüber dem feinen Material, welches vielfach nur auf Zwischenräume reduziert ist, tritt uns überall im gemengten Diluvium des westgalizischen Karpathenrandes entgegen [1]). In der diesbezüglichen Literatur hat man meines Wissens immer nur von Mischschottern gesprochen, wogegen des Geschiebelehms nirgends Erwähnung getan wurde [2]). Es scheint daher in dem von der nordischen Vereisung betroffenen Vorlande der westgalizischen Karpathen das Gesetz allgemein zu walten, daß Schotterablagerungen die äußerste Randfazies, der Geschiebelehm (beziehungsweise -mergel) dagegen eine zentrale Fazies der glazialen Bildungen der nordischen Vereisung darstellen. Um dieses räumliche Verhältnis der beiden Fazies zu begründen, wäre es am verlockendsten, die Mitwirkung von Gewässern heranzuziehen, die von Süden her dem Inlandeise entgegenströmten und die aus seiner Grundmoräne zum Absatze gelangenden Schuttmassen sofort abschlämmten. Mag ein solches hie und da auch der Fall gewesen sein, so kann daraus eine allgemein geltende Erklärung der peripherischen Schotterfazies nicht abgeleitet werden, da neben fluvioglazial abgelagerten Mischschottern ebensogut solche vorkommen, die alle Merkmale einer alleinig glazialen Ablagerung unverkenntlich zur Schau tragen. Meiner Ansicht nach läßt sich die Entstehung der peripherischen Schotterfazies nur folgenderweise erklären:

Die westgalizischen Karpathen, an denen sich das südwärts drängende Inlandeis staute, hatten zur Zeit der Eisinvasion bereits ein kontinentales Entwicklungsstadium hinter sich, das mit dem Ausgange der Miocänzeit einsetzte. Die präglazialen Flüsse trugen den Verwitterungsschutt des Gebirges weit nach Norden hinaus, wobei sie ihn selbstverständlich nach der Größe der Fragmente sichteten. Zunächst gelangten Schotter weit und breit am Gebirgsrande zur Ablagerung, das feinere Material dagegen wurde viel weiter nach Norden verfrachtet und erst allmählich abgelagert. Als nun das Inlandeis mit seiner Stirn an den Saum des Gebirges herantrat, fand es reichlich präglaziale Flußschotter vor, zumal es vornehmlich in die damals schon vorhandenen Täler eindrang, an deren Ausgängen die bedeutendsten Schottermassen angehäuft waren. Dadurch war dem Inlandeise in den Randgebieten die Gelegenheit geboten, seine Grundmoräne so weit mit Geröllen anzureichern, daß es anstatt des Geschiebelehms nur Schotterablagerungen hinterließ.

A. M. Lomnicki, der den größten Teil des nordgalizischen

---

hat man 6·03% Steine und 93·97% Feinerde gefunden. Lethaea geognostica, T III, Bd. 2, Abt. 1, pag. 57. — Der Gehalt des nordgalizischen Geschiebelehms an Steinen ist gewiß nicht größer, wogegen die Mischschotter am Südrande der nordischen Vereisung mindestens zur Hälfte aus Steinen zusammengesetzt sind.

[1]) Diesen Umstand hat bereits Uhlig betont. Beiträge zur Geolog. d. westgaliz. Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 33, pag. 555.

[2]) Desgleichen sind am Rande der nordischen Vereisung in Sachsen nur Schotterablagerungen bekannt, der Geschiebelehm stellt sich erst weiter nördlich, in einer tieferen Höhenlage ein. Credner, Über Glazialerscheinungen in Sachsen. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Ges., Bd. 32, pag. 578. Lethaea geognostica, pag. 266.

Tieflandes [1]) im „Atlas geologiczny Galicyi“ dargestellt hat, teilte die physikogeographischen Ereignisse, denen dieser Teil des Landes im Laufe der Quartärzeit sukzessive unterworfen war, in die 1. Eis-, 2. Wüsten-, 3. Steppen- und 4. Alluvialperiode ein [2]). Daß diese vier Phasen mit ihren spezifischen, gesteinsbildenden und bodengestaltenden Faktoren unverkennbare Spuren in der quartären Entwicklung des Landes hinterlassen haben, ist über allen Zweifel erhaben. In der zeitlichen Anordnung aber muß eine wichtige Modifikation vorgenommen werden. Die Wüsten- und Steppenperiode waren nicht zeitlich, sondern räumlich voneinander getrennt.

Innerhalb der älteren Diluvialzeit, welche die Invasion des nordischen Inlandeises umfaßt, können wir noch zwei Phasen unterscheiden. Die ältere Phase entspricht dem allmählichen Vorrücken des Eises bis zur Maximalausdehnung, während in der darauffolgenden Rückzugsphase das Eis in seiner bodengestaltenden Tätigkeit immer mehr von den reichlichen Schmelzwässern abgelöst wurde, welche die Glazialgebilde umlagerten und umformten. Die Diluvialsande des nordgalizischen Tieflandes stellen zum Teil ein fluvioglaziales Umbildungsprodukt des Geschiebelehms.

Auf die nordische Vereisung (ältere Diluvialzeit) folgte eine trockene, äolische Phase (jüngere Diluvialzeit), in welcher der Wind sich des eisverlassenen Bodens sowie des südlich anstoßenden Gebietes bemächtigte und darüber seine massenumsetzende Tätigkeit entfaltete. Das eigentliche nordgalizische Tiefland war der Schauplatz ausschließlicher Deflation, welche die bereits durch die Schmelzwässer eingeleitete Umbildung des Geschiebelehms in Sand fortsetzte. Der Wind durchwühlte die fluvioglazialen Sande, zugleich aber verwandelte er den Geschiebelehm durch Auswehung des feinsten Materials ebenfalls in Sand oder in einen sandigen Lehm. Diesen Vorgang können wir noch heute im geringeren Maßstabe beobachten. Die Feldwege im Geschiebelehm sind oft mit einem reinen Sande bestreut, da hier der Pflanzenwuchs die Seigerung des Lehms und die Auswehung der feinsten Partikel nicht verhinderte. Die letzten Ausklänge der Deflationsphase sind die gegenwärtigen Flugsandgebiete, die unter dem Einflusse der Kultur immer mehr zusammenschrumpfen.

Das feinste Material, das durch die Winde aus dem Tieflande hinausgeweht wurde, gelangte zur Ablagerung größtenteils am Rande des nordgalizischen Tieflandes, wo die Geschwindigkeit und somit auch das Transportvermögen der staubbeladenen Winde abnahm. Die Bodenwellen, die in der südlichen Umrandung des diluvialen Inlandeisgebietes aufsteigen, waren ohne Zweifel feuchter als das nord-

---

[1]) Ich ziehe die Bezeichnung „Tiefland“ anderen Ausdrücken, wie Tiefebene (Uhlig) oder Flachland vor. Hoernes spricht vom galizischen Flachlande, obwohl er den Gegensatz dieser Benennung zu der welligen Oberflächengestaltung betont (Bau und Bild Österreichs, pag. 1017 und 1018). Ebensowenig entspricht „Tiefebene“ der ziemlich gegliederten Oberfläche des Landes. Die Bezeichnung „Tiefland“ dagegen gibt am besten die Hauptzüge des Gebietes wieder, und zwar seine tiefere Lage gegenüber der südlichen Umrandung und seinen Charakter einer tektonischen Senkung.

[2]) Atlas geol. Galicyi, Heft 7, pag. 65—67, und Heft 15, pag. 83.

wärts sich erstreckende Wüstengebiet. Besonders aber im Innern der westgalizischen Karpathen dürfen wir eine gewisse Vermehrung der atmosphärischen Niederschläge voraussetzen, die wenigstens periodisch in den damals schon vorhandenen Abflußrinnen den Gebirgsrand erreichten und den subkarpathischen Boden dürftig benetzten. Die feuchtere Umrandung des nordgalizischen Tieflandes war ein Steppengebiet, innerhalb dessen sich eine mächtige Lößdecke anhäufte [1]). Der Lößgürtel, welcher in dieser Inflationszone abgelagert wurde, umfaßt das Krakauer Gebiet und einen langgezogenen subkarpathischen Streifen im westlichen Teile des Landes. Weiter ostwärts nimmt die Breite der jungdiluvialen Steppenzone rasch und bedeutend zu, indem der Löß das ganze podolische Plateau bedeckt, südwärts noch über den Dniestr hinausreichend, andererseits auch den östlichsten Teil des nordgalizischen Tieflandes beherrscht.

Ich habe hier die Grenzen der Lößverbreitung in Galizien nur in den rohesten Umrissen angedeutet, da es derzeit noch nicht möglich wäre, dieselben genauer zu präzisieren. Ein diesbezügliches Studium ist dadurch erschwert, daß auf denjenigen Karten des „Atlas geologiczny Galicyi“, die den östlichen Teil des Tieflandes zur Darstellung bringen (Heft 7, 10 und 12), der Geschiebelehm und der Löß nicht auseinandergehalten wurden. Unter der Bezeichnung „Diluviallehm-Löß“ hat man im Tieflande den Geschiebelehm, in der Randzone den Löß zu verstehen. Tatsächlich habe ich im eigentlichen Tieflande keine Spur von echtem Löß gefunden. Übrigens bemerkte auch A. M. Lomnicki, daß der Löß nur auf die Umrandung des Bugbeckens beschränkt ist [2]). Auf den zuletzt erschienenen Karten, die den westlichen Teil des Tieflandes darstellen (Heft 15 und 16), ist eine solche Verwechslung vermieden worden. Die Verbreitung von Geschiebelehm und Löß in diesem Gebiete stimmt vollkommen mit meiner Auffassung des gegenseitigen räumlichen Verhältnisses dieser Gebilde überein. Allerdings ist die Verbreitung von Löß am Südrande des lößfreien Tieflandes bereits von Tietze [3]) und Uhlig [4]) betont worden.

Das terrassenförmige Auftreten von Löß und lößähnlichen Lehmarten hat Uhlig veranlaßt, den äolischen Ursprung des Lösses in Zweifel zu stellen und für seine fluviatile Entstehung einzutreten [5]). Der terrassierte Löß widerspricht nicht im geringsten einer äolischen Bildungsweise. Wie es schon von Tietze hervorgehoben wurde, muß

[1]) Der Verlauf der Lößzone am Rande der nordeuropäischen Vereisung westwärts von Krakau bis zur Nordsee tritt sehr deutlich auf der trefflichen Kartenskizze von Penck hervor (Archiv für Anthropologie, Bd. 15, Taf. III). Das Vorwalten von Löß am Südrande der nordischen Vereisung in Schlesien ist aus der Geologischen Übersichtskarte von G. Gürich (Breslau 1890) zu ersehen. Die ganz kleine Kartenskizze von J. Geikie (aus dem Scott. Geogr. Magaz., Bd. 14, abgedruckt im Annual Report of the Smithsonian Institution for 1898) gibt auch die Lößverbreitung in Galizien ziemlich gut wieder, indem sie den Verlauf des Lößgürtels und seine bedeutende Breitezunahme im Osten des Landes veranschaulicht.

[2]) Atlas geolog. Galicyi, Heft 15, pag. 83.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 33, pag. 289.

[4]) Ibid., Bd. 34, pag. 213.

[5]) Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 33, pag. 559 und 560.

die Oberflächengestaltung des Lösses im allgemeinen dem Relief seiner Unterlage entsprechen [1]). Am westgalizischen Karpathensaume, wo der Staub auf ebenem Boden abgelagert wurde, sind Lößplateaus mit einer beinahe ebenen Oberfläche entstanden, die, durch die Wasserläufe zerschnitten, an ihren Ufern mit einer hohen und steilen Stufe abbrechen. Solche Terrassen sind dem sogenannten „Wagrame" im Durchbruche der Donau durch die boische Masse vollkommen ähnlich. Wie der äolische Ursprung des Lösses im Donaudurchbruche (zum Beispiel bei Krems) über allen Zweifel erhaben ist, ebenso steht dieselbe Entstehungsweise unseres Lösses fest.

Wenn man den Löß auf Grund seines Terrassenbaues für eine fluviatile Ablagerung zu halten geneigt war, so lag gewiß einem solchen Versuche auch die Verwechslung von Löß und alluvialem Auelehm zugrunde, wie es überhaupt bei dem allmählichen Übergange dieser beiden Gebilde ineinander nicht immer möglich ist, eine scharfe Trennung vorzunehmen. Der dicke Lößmantel, der die äußersten Karpathenwellen umhüllt, war in postdiluvialer Zeit dem zerstörenden Einflusse des atmosphärischen Wassers ausgesetzt. Ein guter Teil des von den Talgehängen weggespülten Lößmaterials wurde am Talboden zusammengeschwemmt und als Auelehm abgelagert, auf den wir noch zurückkommen werden. Durch die Flüsse angeschnitten, tritt uns der Auelehm in Terrassen entgegen, die sich längs der Flußufer hinziehen und die Höhe der Lößwagrame nicht erreichen. Wo der Auelehm stark sandig ist und Einlagerungen von Geröllen oder tonigen Sumpfbildungen enthält, springt sein Unterschied vom echten Löß in die Augen. Stellenweise aber war die Umarbeitung des Lößmaterials durch das fließende Wasser so unbedeutend, daß der postdiluviale, fluviatile Auelehm in petrographischer Beziehung vom jungdiluvialen, äolischen Löß nicht zu unterscheiden ist. In solchen Fällen, die ich nicht selten beobachtet habe, kann man nur aus der peinlichsten Untersuchung einer größeren Strecke des Terrassenrandes sichere Anhaltspunkte gewinnen, ob man mit dem Löß oder mit dem Auelehm zu tun hat.

Wir haben die beste Gelegenheit, das gegenseitige Verhältnis von Löß- und Auelehmterrassen kennen zu lernen, wenn wir die Umgebung von Przemyśl [2]) ins Auge fassen. Oberhalb von Przemyśl fließt der San in einem breiten, in die äußersten Karpathenwellen eingeschnittenen Tale, dessen Gehänge großenteils mit einem dicken Lößmantel bedeckt sind. Während an den Gehängen die Lößoberfläche in abgedämpfter Form die vordiluviale Gestaltung des Santales wiedergibt, konnten stellenweise auf dem breiten, ebenen Talboden ziemlich mächtige Absätze von echtem Löß mit fast ebener Oberfläche angehäuft werden [3]). Der äolische, jungdiluviale Löß des Santalbodens ist gegenwärtig auf einige vereinzelte Terrassenfragmente reduziert, auf denen die Ortschaften Korytniki und teilweise auch Wapowce, Tarnawce und Pralkowce liegen. Diese Terrassenstücke brechen gegen den San

[1]) Das Hügelland und die Ebene bei Rzeszów. Ibid., Bd. 33, pag. 280.

[2]) Vgl. die dem II. Abschnitte beigegebene Kartenskizze.

[3]) Kleine Bruchstücke von Steinwerkzeugen, die ich in den jugendlichen Sanschottern gefunden habe, dürften ursprünglich im Löß eingebettet sein, aus dem sie später ausgewaschen an die heutige Fundstelle gelangten.

zumeist mit einem steilen „Wagrame" ab, dessen Höhe 15—25 *m*[1]) beträgt. Im übrigen ist der Talboden mit einer breiten, kontinuierlichen Ablagerung des postdiluvialen, fluviatilen Auelehms ausgekleidet, der in einer 4—8 *m* hohen Terrasse die Sanufer begleitet. An der Basis der Terrasse kommt gewöhnlich ein schmales Band diluvialen Schotters oder Tones zutage, während der obere, weitaus größere Teil der Terrasse aus Auelehm besteht. Oft ist derselbe einheitlich gelb und bricht in senkrechten Wänden ab. In solchen Fällen kann man erst nach einer eingehenden Betrachtung der Terrasse den Unterschied des Auelehms vom echten Löß wahrnehmen.

Bei Przemyśl verläßt der San die Karpathen. Zu seiner Linken zieht sich das subkarpathische Lößplateau hin, das mit einem scharf hervortretenden Wagrame abbricht[2]). Jenseits des breiten, mit Auelehm[3]) ausgefüllten Santales kommt kein Löß mehr vor und treten uns der Geschiebelehm und Geschiebesand weit und breit als die vornehmlichsten Oberflächengebilde entgegen. Somit ist auch in diesem Teile des Karpathensaumes der Löß alleinig auf das Randgebiet des nordgalizischen Tieflandes beschränkt. Der San trägt die feinen Produkte der Lößzerstörung zum Teil weit in das Tiefland hinaus und hat aus dem Lößmaterial seine Alluvialterrassen aufgeschüttet.

Was die meteorologischen Verhältnisse der trockenen Jungdiluvialzeit anbelangt, so schließe ich mich im allgemeinen dem Standpunkte von Tutkowski[4]) an. Seine Annahme aber, daß mit dem Eisrückzuge auch die Zonen der Deflation und Inflation sich allmählich nordwärts verschoben, findet in unserem Gebiete keine Bestätigung. Während der ganzen trockenen Jungdiluvialzeit waren das zentrale Gebiet der Deflation und die Randzone der Lößakkumulation scharf voneinander getrennt. Wenn auch im schmalen Grenzstreifen der beiden Zonen dann und wann die Deflation und die Akkumulation sich nacheinander geltend machen konnten, so hat doch im großen und ganzen ihre gegenseitige Lage während der ganzen Zeit ihres Bestehens keine wesentliche Änderung erfahren.

Ein einschneidender Klimawechsel setzte der jüngeren Diluvialzeit und der Lößbildung ein Ende. Ein feuchtes, dem gegenwärtigen ähnliches Klima beherrscht die Postdiluvialzeit, die bis auf den heutigen Tag dauert[5]). In dieser Periode haben die Gebiete, die — einst

---

[1]) Über der Oberfläche des gleich zu besprechenden Auelehms. — Die Höhe des Wagrames ist das sicherste Maß der Mächtigkeit der Lößakkumulation, die sonst, wo der Löß ein hügliges Terrain umhüllt, einem häufigen Wechsel unterworfen und kaum zu ermitteln ist.

[2]) Das Santal abwärts von Przemyśl ist von A. M. Lomnicki ausführlich dargestellt worden. Atlas geolog. Gal., Heft 12, pag. 9—14.

[3]) Die im Auelehm gefundenen Mammut- und Nashornreste (ibid., pag. 14) kommen ohne Zweifel auf sekundärer Lagerstätte vor, indem sie sich ursprünglich im Löß befanden und später in den Auelehm verschleppt wurden, den wir bereits als das postdiluviale Umlagerungsprodukt des Lösses anerkannt haben.

[4]) Geol. Centralblatt, Bd. 1, Ref. 1283. — Im wesentlichen stimmen die Ansichten von Tutkowski mit den Betrachtungen Pencks über die Ursachen des jungdiluvialen Steppenklimas überein. Vgl. Penck, Das Klima Europas während der Eiszeit. Naturwiss. Wochenschrift, Jahrg. IV, 1905, pag. 596.

[5]) Zur Zeit mangelt es noch an hinreichenden Anhaltspunkten, um irgendeine Einteilung der Postdiluvialzeit zu versuchen.

vereist oder nicht — stark mit Löß zugeschüttet wurden, ein eigentümliches Entwicklungsstadium durchgemacht, das unter dem Zeichen der vorangehenden äolischen Akkumulation stand. Die Untersuchung der Lößgebiete des podolischen Plateaus und des westgalizischen Karpathenrandes hat mich zu folgenden Ergebnissen über die geomorphologische Bedeutung der Lößbildung geführt.

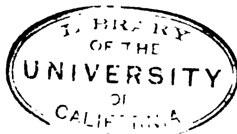
Die mächtige Anhäufung von äolischem Löß hatte einen vollständigen Stillstand der Erosion in vertikaler Richtung zur Folge. Das Erlahmen der Erosion war schon dadurch begründet, daß die Erdoberfläche mit feinsten Verwitterungsprodukten dick bedeckt wurde, deren Zerstörung und Entfernung die Tätigkeit der fließenden Gewässer während der Postdiluvialzeit hauptsächlich in Anspruch nahm. Überdies aber ist es sehr wahrscheinlich, daß der beträchtliche Massenzuwachs infolge der reichlichen Akkumulation von außen importierten Materials eine Senkung des von der Inflation betroffenen Gebietes um einen kleinen Betrag und dadurch auch die Erlahmung der Erosion herbeiführen konnte [1]). Bedenkt man, daß das Gewicht der Staubmassen, die aus einem einzigen Staubfalle im März 1901 nur auf dem Festlande, das heißt im nordafrikanischen Küstengebiete und in Europa zum Absatze gelangten, ungefähr 152 Millionen Tonnen betrug [2]), so gewinnt man erst eine annähernde Vorstellung von den großartigen Massenumsetzungen der jüngeren Diluvialzeit, als der Staub wahrscheinlich fast ununterbrochen, wie gegenwärtig in manchen Gegenden Chinas, sich aus der Luft absetzte.

Die Lößdecke spielt die Rolle eines schützenden Mantels, der die vor der Lößablagerung vorhandene Oberflächengestaltung der älteren Gebilde mit einer großen Annäherung konserviert hat. In der Postdiluvialzeit war die Tätigkeit des fließenden Wassers vornehmlich darauf gerichtet, die Erdoberfläche von der Lößdecke zu reinigen. Durch längere Zeit aber vermochte das fließende Wasser das Lößmaterial nicht weit hinauszutragen, sondern schwemmte es am Boden der Täler zusammen und verstopfte die letzteren mit Alluvien. Erst in der jüngsten Zeit haben die Wasserläufe ihre ehemaligen Alluvien angeschnitten und deren Bau bloßgelegt.

An den Rändern der Flußterrassen, die dadurch entstanden sind, lernt man die eigentümliche Zusammensetzung der postdiluvialen fluviatilen Ablagerungen des Lößgebietes kennen. Am Unterlaufe der podolischen Dniestrzuflüsse bestehen die Terrassen zum größten Teile aus einem grauen oder gelben Auelehm, der das umgelagerte Löß-

[1]) Für die Senkung des Landes unter der Last der Lößdecke sind die Betrachtungen von Prof. Rudzki über die Senkung unter den glazialen Ablagerungen (Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 1, pag. 188 und 189) maßgebend. Mag die Erdoberfläche durch äolischen oder glazialen Import fremden Verwitterungsmaterials belastet werden, das geophysikalische Resultat muß ceteris paribus dasselbe sein. Mit vollem Recht bemerkt Prof. Rudzki, daß die Senkung durch Auflagerung ausgeglichen wird (pag. 188). Somit beschränkt sich das Ergebnis der Senkung darauf, daß die Oberfläche des Grundgebirges der weiteren Abtragung entzogen wird, während an seine Stelle das aufgelagerte Material, in unserem Falle die Lößdecke in den Wirkungskreis der Erosion tritt.

[2]) Hellmann und Meinardus, Der große Staubfall vom 9. bis 12. März 1901. Abhandl. d. kgl. Preuß. meteorol. Inst., Bd. II, Nr. 1, pag. 31.



material darstellt. Im Auelehm kommen lokale Einlagerungen gröberen Materials (Sand, Schotter) vor. Stellenweise geht der Auelehm in einen dunkelgrauen, oft fast schwarzen Ton (Riethboden) über, der reichlich Pflanzenreste enthält und in Wassertümpeln oder abgeschnittenen Flußarmen abgelagert wurde. Alle genannten Ablagerungen sind mit subfossilen Molluskenschalen überfüllt, deren Verteilung eine auffallende Abhängigkeit von der wechselnden Beschaffenheit der Flußabsätze aufweist [1]).

Eine ganz ähnliche Zusammensetzung zeigen die Flußterrassen des subkarpathischen Lößgebietes, deren treffliches Beispiel die Terrassen im Tale des Wiarflusses bei Niżankowice, oberhalb seiner Mündung in den San bieten. Auch diese bestehen hauptsächlich aus gelbem oder hellbraunem, stellenweise stark sandigem Auelehm mit

Fig. 1.



Auelehmterrasse am rechten Wiarufer in Podmojsce bei Niżankowice.

(5. Oktober 1904.)

1 Hellgelber, sandiger Auelehm — in den unteren Partien feine Geschiebe und viele Travertinbruchstücke. — 2 Grauer Ton mit Molluskenschalen. — 3 Dunkler Ton. — 4 Heller, gelber oder grauer, sandiger Lehm. — 5 Hellgrauer Ton mit vielen kleinen Lignitlinsen. — 6 Ocker.

eingelagerten Schichten eines grauen Lehms, die an dem steilen Abfalle der Terrassen als dunkle Streifen hervortreten. Überdies kommen im Auelehm Partien eines dunklen Tones mit zerbrochenen Molluskenschalen und reichlichen Pflanzenresten vor. An den Terrassen eines kleinen Seitenbaches des Wiar in Hermanowice [2]) tritt unter dem gelblichen Auelehm ebenfalls ein dunkler, an Eisenoxydhydrat reicher Ton zutage, der in erstaunlicher Fülle vegetabilisches Material enthält. Auch kommen in dem Ton zahllose kleine Molluskenschalen vor, unter denen Landschnecken (*Pupa*, *Succinea*, *Helix*) überwiegen,

[1]) Die Terrassen, von denen die podolischen Dniestrzuflüsse in ihrem Unterlaufe begleitet werden, habe ich an einer anderen Stelle ausführlicher besprochen. Łoziński, Doliny rzek wschodnio — karpackich i podolskich, Lemberg 1905, pag. 5—7.

[2]) Die interessanten Alluvialgebilde in Hermanowice konnte ich dank der freundlichen Führung des Herrn Prof. T. Wiśniowski untersuchen, der die geologische Kartierung der Gegend durchführte.

während Süßwasserarten (*Gyrorbis*) weniger stark vertreten sind. Derselbe Ton läßt sich unter dem Auelehm weiter aufwärts, oberhalb von Hermanowice verfolgen, wobei sein außerordentlicher Reichtum an Pflanzenresten, darunter in Lignit verwandelten Baumästen und Baumstrünken auffällt.

Die Beschaffenheit der postdiluvialen Alluvien, die ich soeben an einigen Beispielen dargestellt habe, ist für die Lößgebiete Galiziens charakteristisch. Die Lößanhäufung hatte eine Erschwerung des Abflusses zur Folge. Das Lößmaterial, das durch das Wasser von den Talgehängen weggespült und umgearbeitet wurde, gelangte zum guten Teil am Boden der Täler als sandiger Auelehm zur Ablagerung. In den verstopften Tälern waren viele kleine Wassertümpel vorhanden, in denen Tone mit einem bedeutenden Gehalt von organischen Resten abgelagert wurden. Der graue oder gelbliche Auelehm mit vielfachen Toneinlagerungen stellt eine spezifische Alluvienfazies der Gebiete dar, die zur jüngeren Diluvialzeit von einer starken Lößakkumulation betroffen wurden.

In der umstehenden Tabelle habe ich den Versuch gemacht, die wichtigsten physikogeographischen Begebenheiten des Quartärs im Gebiete, über dem sich einst das nordische Inlandeis ausbreitete, zeitlich und räumlich anzuordnen. Da aber das podolische Plateau, wenn auch zur Diluvialzeit nicht vereist, zur Lößzone gehört, schien es mir angemessen, auch die Ergebnisse meiner früheren Studien [1]) über die Quartärgeschichte dieses Gebietes zu berücksichtigen.

II. Die Zunge des nordischen Inlandeises im Santale oberhalb Przemyśl.

In der letzten Strecke seines Karpathenlaufes, oberhalb von Przemyśl, fließt der San in einem breiten Tale, das — von den Windungen abgesehen — dem Nordrande der Karpathen parallel ist [2]). Von der linken, nördlichen Seite wird das Santal durch die äußersten Karpathenwellen umschlossen, deren Höhe 350—400 *m* erreicht. Das nordische Inlandeis, von N oder NNW her vorrückend, hat an diesem flachen Rücken Halt gemacht, ohne ihn zu überschreiten. Erst östlich von Przemyśl, wo der Karpathenrand plötzlich nach Süden umbiegt, konnte das Inlandeis längs desselben weiter in südlicher Richtung vordringen, wobei es seitwärts eine einige Kilometer lange Eiszunge in das Santal hineinpreßte, das damals schon in der heutigen Gestalt vorhanden war.

Der nordische Eisstrom hat das Innere des Santales und seiner Seitentäler mit Schotterablagerungen ausgekleidet, die als die sogenannten „Mischschotter" des westgalizischen Karpathensaumes schon wiederholt, vornehmlich von Tietze und Uhlig erörtert wurden.

---

[1]) Doliny rzek . . ., pag. 27 ff.
[2]) Blatt Przemyśl (Zone 6, Kol. XXVII) der Spezialkarte.

Versuch einer Gliederuug des Quartärs in einem Teile Galiziens.

<table>
<tr><th colspan="2">Zeitabschnitte</th><th>Nordgalizisches Tieflaud</th><th>Subkarpathisches Randgebiet der nordischen Vereisung in Westgalizien</th><th>Eisfreies Gebiet des podolischen Plateaus in Ostgalizien</th></tr>
<tr><td colspan="2">Postdiluvial</td><td>Feuchtes Klima. Ausbreitung der Vegetation und Einschränkung der Deflation auf die Flugsandgebiete. Allmähliche Vertorfung der Bodendepressionen (Seen, Flußtäler) und Zusammenschrumpfen der offenen Wasserflächen</td><td colspan="2">Stillstand der Erosion in vertikaler Richtung. Zerstörung der Lößdecke durch das fließende Wasser und Ablagerung des umgearbeiteten Lößmaterials (Auelehm mit Einlagerungen von Sumpfabsätzen) am breiten Boden der Flußtäler. Zuletzt Einschneiden der Flüsse in den ebenen Alluvialboden und Entstehung der Auelehmterrassen</td></tr>
<tr><td colspan="2">Jüngere (Neo-) Diluvialzeit</td><td>Gebiet ausschließlicher Deflation. Umlagerung der fluvioglazialen Sande und des Geschiebelehms durch d. Wind, wobei das feinste Material ausgeweht wurde</td><td colspan="2">Inflation, äolische Akkumulation (Steppengebiet). Anhäufung einer mächtigen Lößdecke. Vollständige Erlahmung der Erosion</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Ältere (Paläo-) Diluvialzeit</td><td>Rückzugsphase</td><td>Bodenumformende Tätigkeit d. Schmelzwässer. Teilweise Umlagerung des Geschiebelehms und Ablagerung des fluvioglazialen Diluvialsandes</td><td>Ablagerung d. Diluvialtons in kleinen Wassertümpeln. Lokale Umlagerung der Mischschotter durch d. fließende Wasser u. Bild. v. Flußschottern mit nord. Geschieben</td><td rowspan="2">Erhebliche Vermehrung der atmosphärischen Niederschläge (Pluvialperiode). Die intensivste und wirkungsvollste (II.) Erosionsphase. Einschneiden der Canyons der Flüsse bis zum gegenwärtigen Erosionsniveau</td></tr>
<tr><td>Vorrücken des Inlandeises</td><td>Ausbreitung und bodengestaltende Tätigkeit des nordischen Inlandeises. Ablagerung des Geschiebelehms (zentrale Fazies des nordischen Diluviums)</td><td>Herantreten d. Inlandeises an d. Karpathenrand u. teilweise Zerstörung d. prädiluvialen, fluviatilen Schotterabsätze durch den Eisschub. Zungenartiges Eindringen des Inlandeises in die Flußtäler. Ablagerung der glazialen Mischschotter (Randfazies des nordisch. Diluviums)</td></tr>
<tr><td colspan="2">Prädiluvial (zum Teil einschließl. Pliocän)</td><td>?</td><td>Ablagerung von mächtigen, durch d. Flüsse aus dem Gebirgsinnern hinausgetrag. Schottern, die später vom heranrückenden Inlandeise teilweise zerstört werden</td><td>I. Erosionsphase, die mit der Ablagerung weitverbreiteter Schotter einheimischer Herkunft abschließt</td></tr>
</table>

Die Mischschotter des Santales stellen größtenteils die Grundmoräne der Eiszunge dar und bestehen aus Geschieben, die in einer sandigen oder lehmigen Grundmasse eingebettet sind. Unter den Geschieben der Mischschotter kann man dreifaches Gesteinsmaterial unterscheiden:

1. Das nordische, kristallinische Material kommt in rasch wechselnder Größe und Menge vor. Stellenweise ist der Mischschotter ziemlich reich an größeren Gesteinsfragmenten nordischer Herkunft und auf der Oberfläche hie und da mit großen erratischen Blöcken bestreut. An einer anderen Stelle wiederum ist der Anteil nordischen Materials so geringfügig, daß man in einem Aufschlusse des Mischschotters kaum einige kleine Geschiebe kristallinischer Gesteine sammeln kann.

2. Das einheimische Material besteht aus eckigen, höchstens kantengerundeten Bruchstücken der Flyschgesteine, die in der nächsten Umgebung anstehen. Neben den härteren Sandsteinen, Konglomeraten und Fukoidenmergeln kommen auch Fragmente von weichen, unteroligocänen Mergeln oder dunklen Schiefern vor[1], die zugefroren vom Eise ergriffen[2] und nur dank diesem Umstande nicht total zerrieben wurden. Es ist auffallend, daß die einheimischen Gesteinsfragmente an Größe hinter den großen Blöcken nordischer Herkunft zurückbleiben, trotzdem letztere den Weg aus Skandinavien zu bestehen hatten. Zunächst ist daran die Beschaffenheit der Flyschgesteine der Umgebung von Przemyśl schuld, die aus tonigen oder mergeligen Ablagerungen mit verhältnismäßig dünnen Einlagerungen harter Sandsteine zusammengesetzt sind. Daher fand das Eis keine sozusagen „massigen" Gesteinsarten vor, von denen es größere Blöcke losreißen könnte. Übrigens hat sich das Eis nur im unbedeutenden Grade an der Zerstörung der älteren Ablagerungen beteiligt, vielmehr rührt das einheimische Material vornehmlich von der prädiluvialen, stark zersetzten und zerbröckelten Verwitterungsdecke her, die vom Eisschube weggerissen und mit seiner Grundmoräne gemischt wurde. Als ein wesentlicher Bestandteil der Mischschotter verdienen die abgerollten kleinen oder größeren Blöcke Stramberger Kalkes genannt zu werden, die ursprünglich als Strandgerölle in den Flyschbildungen massenhaft zerstreut waren und, aus ihrer Umgebung herauspräpariert, der Grundmoräne einverleibt wurden. Das Eis hat sich der lokalen, mit den Kalkblöcken gespickten Verwitterungsdecke bemächtigt und dieselben in seine Grundmoräne aufgenommen. Die Jurakalkblöcke sind zum Teil den unter 3 zu besprechenden Bestandteilen unterzuordnen.

3. Das merkwürdigste Element der Mischschotter tritt uns in den wohlgerundeten Fragmenten der Flyschgesteine entgegen, deren abgeplattete Form sie zu echten Flußgeröllen stempelt. Ihre Herkunft ist mit Unrecht auf die erhebliche Mitwirkung der aus den Karpathen kommenden Gewässer an der Ablagerung der Grundmoräne

[1]) Im Mischschotter von Kruhel maly.

[2]) Nach Pumpelly ist das Durchfrieren des Bodens der Eisbedeckung vorangegangen. Zitiert in Richthofen, China, Bd. 2, pag. 759.

oder auf die spätere fluviatile Umlagerung zurückgeführt worden [1]), da die Flußgerölle auch dort nie fehlen, wo der Mischschotter den typischen Charakter der Grundmoräne zur Schau trägt, die weder zur Zeit ihrer Ablagerung noch nachträglich dem Einflusse des fließenden Wassers ausgesetzt war. Die einzige richtige Deutung der Herkunft von Flußgeröllen ist diejenige von Hilber, nach der sie „durch den Gletscher aus präglazialen Flußablagerungen aufgewühlt und rücktransportiert" wurden [2]). Nur auf diese Weise wird es begreiflich, daß im Mischschotter bei Przemyśl Hornsteingerölle aus den Menilitschiefern vorkommen [3]), die erst weit aufwärts zum erstenmal im Santale auftreten, so daß sie vom Eise bei weitem nicht erreicht wurden. Da die präglazialen Flußgerölle der Mischschotter eine vielfache Bearbeitung durch das fließende Wasser und nachher durch den Eisschub zu überstehen hatten, sind selbstverständlich unter denselben nur die widerstandsfähigsten Flyschgesteine, wie Stramberger Kalk, Hornsteine und quarzitische Sandsteine vertreten.

Die Mächtigkeit der Mischschotter im Santale oberhalb von Przemyśl ist in der Regel gering und beträgt höchstens einige wenige Meter [4]). Innerhalb aber dieser engen Grenzen ist die Mächtigkeit einem ungemein raschen Wechsel unterworfen. Verfolgt man den Mischschotter längs der Ufer irgendeines Baches, der sein Bett in denselben eingeschnitten hat, so kann man deutlich den welligen Verlauf der Schotteroberfläche sehen, wie es zum Beispiel im Einschnitte des kleinen Baches dicht oberhalb des Dorfes Kunkowce der Fall ist. Solche Anschwellungen des Mischschotters [5]) dürften am wahrscheinlichsten kurzen Stillständen des ruckweise sich zurückziehenden Endes der Eiszunge entsprechen. Im Relief der Erdoberfläche kommen dieselben nicht zum Ausdrucke, da der Mischschotter größtenteils durch die jungdiluviale, äolische Lößakkumulation bedeckt und verschleiert wurde. Hinter den Anschwellungen des Mischschotters ist stellenweise der Diluvialton abgelagert worden, auf den wir später zurückkommen werden.

---

[1]) Tietze, Das Hügelland und die Ebene von Rzeszów. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 33, pag. 286—288. Uhlig, Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Ibid. pag. 555. — Ich will aber nicht in Abrede gestellt haben, daß in vielen Fällen eine postdiluviale Aufarbeitung der Mischschotter durch das fließende Wasser und folglich auch eine weitere Bereicherung mit einheimischen Geröllen stattgefunden hat.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 244. — In den Mischschottern Sachsens kommen präglaziale Elbeschotter vor. Lethaea geognostica, T. III, Bd. 2, Abt. I, pag. 265. Auch in diesem Falle kann man annehmen, daß die Mischung der fremden Geschiebe mit den präglazialen, einheimischen Geröllen zum guten Teil durch den Eisschub erfolgte.

[3]) Zum Beispiel im Seitentale von Kruhel maly, wo die Ablagerung des Mischschotters durch das Sauwasser und seine Geröllführung nicht im geringsten beeinflußt wurde.

[4]) Die geringe Mächtigkeit der Mischschotter ist eine allgemeine Erscheinung. Eine ebenso geringe Mächtigkeit zeigen die Mischschotter am westgalizischen Karpathenrande. Vgl. Uhlig, Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen, I, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., Bd. 38, pag. 252. In Sachsen sind die Mischschotter gewöhnlich 1—3 *m* mächtig (Lethaea, pag. 265).

[5]) Ganz ähnliche Anschwellungen der Mischschotter sind von Tietze (l. c. pag. 286) östlich von Rzeszów beobachtet worden.

Wo der Mischschotter durch das fließende Wasser bis zur Unterlage durchschnitten wurde, kommen in seinem Liegenden steil geneigte und schräg abgeschnittene Flyschablagerungen zum Vorscheine. Die Schotterablagerung hebt sich scharf von dem unterlagernden Grundgebirge ab. Aus dem Umstande, daß ich nirgends, weder an tonigen noch an mergeligen Flyschgesteinen Schichtenverbiegungen beobachten konnte, die auf den Eisschub zurückzuführen wären, glaube ich schließen zu dürfen, daß der Boden schon vor dem Heranrücken des Eises durchfroren war [1]). Dafür spricht auch das Vorhandensein im Mischschotter leicht zerstörbarer einheimischer Gesteinsstücke, die merkwürdigerweise nicht gänzlich zerrieben wurden (pag. 385). Da, wie ich später begründen werde, der Eisstrom im Santale eine geringe Mächtigkeit besaß, war auch der Eisdruck kein bedeutender und vermochte an dem anstehenden Gesteine nicht viel zu leisten. Der Einfluß des Eisschubes auf den Untergrund scheint sich hauptsächlich darauf beschränkt zu haben, daß er die lokale Verwitterungsdecke aufwühlte und bearbeitete, während darunter, auf der Oberfläche des unverwitterten Gesteins höchstens dann und wann ein geringfügiges Abhobeln stattfand. Daher fällt im allgemeinen die Auflagerungsfläche der Mischschotter auf dem Grundgebirge mit der präglazialen Verwitterungsfläche [2]) des letzteren zusammen.

Die kurze Seitenschlucht des Santales in Kruhel maly zeichnet sich durch eine ausnahmsweise bedeutende Mächtigkeit der Mischschotter aus. Zur Zeit der Eisinvasion war hier bereits ein prädiluviales, enges und tiefes Seitental vorhanden, das das Eis mit seinen Ablagerungen vollständig ausgefüllt hat. Ein kurzer unbedeutender Bach hat in die lockeren Glazialgebilde eine großartige Schlucht bis zum Grundgebirge eingeschnitten und fließt über den entblößten Schichtköpfen der steil aufgerichteten unteroligocänen Schiefer und Mergel. An der Stelle, wo eine größere Schlucht aus der Vereinigung von zwei kleineren entsteht, erreicht der Mischschotter die außerordentliche Mächtigkeit von 20—30 *m*. Der Mischschotter, welcher an den schroffen Wänden der Schlucht aufgeschlossen ist, zeigt die typische Beschaffenheit einer rein glazialen Ablagerung, indem er aus einem ordnungslosen Durcheinander von kleinen und größeren Geschieben und Blöcken besteht, die in einer sandigen oder lehmigen Grundmasse eingebettet sind. Im südöstlichen Teile der Schlucht sind im Schotter kleine linsenförmige Schmitzen grobsandigen oder grandigen Materials [3]) mit ausgesprochener Kreuzschichtung zerstreut, die auf vorübergehende subglaziale oder englaziale Schmelzwässer zurückzuführen sind.

---

[1]) Vgl. Frech, Exkursion nach Trebnitz. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1904, pag. 245.

[2]) Mit Rosenbusch (N. Jahrb. f. Miner., 1881, Bd. I, Ref. pag. 65) verstehe ich unter Verwitterungsfläche die Grenze zwischen dem frischen und durch Verwitterung gelockerten Gestein.

[3]) Ähnliche Sandstreifen kommen in den Mischschottern Schlesiens vor. Vgl. Dathe, Das nordische Diluvium in der Grafschaft Glatz. Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt für 1894, pag. 276.

Am Boden der Schlucht in Kruhel maly liegen große Blöcke von nordischem Granit und Gneis. Ebenso kann man auch an anderen Wasserläufen, die den Mischschotter durchschnitten haben [1]), die Beobachtung machen, daß große erratische Blöcke von nordischen Gesteinen am Boden der Einschnitte zerstreut sind. Augenfällig waren die erratischen Blöcke ursprünglich im Mischschotter eingebettet. Beim Einschneiden der Wasserläufe aber sind die größten Blöcke, zu deren Verfrachtung die Wasserkraft der Bäche nicht mehr hinreichend war, aus dem Mischschotter ausgewaschen worden und im Innern der Einschnitte liegen geblieben. Außerhalb der Bacheinschnitte kommen die erratischen Blöcke auf den Feldern nur dort vor, wo der Mischschotter vom Löß nicht bedeckt ist und unmittelbar an der Erdoberfläche zutage tritt. Auch in diesem Falle sind die erratischen Blöcke ein wesentlicher Bestandteil der Mischschotter. Die Oberfläche der letzteren war in der Postdiluvialzeit der Abspülung durch das atmosphärische Wasser ausgesetzt, wobei die größten Blöcke ihre Lage nicht verändert haben und gegenwärtig, aus dem Mischschotter allmählich herausgewaschen, ganz oder nur teilweise auf seiner Oberfläche sichtbar sind [2]). Nach dem Gesagten liegt kein Grund vor, mit Uhlig [3]) die erratischen Blöcke von den Mischschottern zu trennen, vielmehr sind die ersteren als ein Bestandteil der letzteren, das heißt als die größten nordischen Geschiebe der ehemaligen Grundmoräne zu betrachten [4]).

Der Mischschotter im Santale oberhalb von Przemyśl wird stellenweise von vereinzelten, mehr oder weniger ausgedehnten Lappen eines grauen Tones unmittelbar überlagert, welcher die nächst jüngere Diluvialablagerung darstellt. Dieser Diluvialton enthält winzige Schuppen weißen Glimmers und eine gewisse Beimengung feinen Sandes. Im feuchten Zustande plastisch, erhärtet er nach dem Austrocknen und zeigt eine hellgraue Farbe. Die Schichtung ist besonders an den Sanufern wahrzunehmen, wo der Diluvialton vom Flusse beständig angegriffen wird. Die Mächtigkeit des Diluvialtons beträgt in der Regel 0·5—2 *m* und kann nur lokal einen größeren Wert erreichen.

Es können zwei Arten des Auftretens von Diluvialton unterschieden werden. Auf dem Boden des Santales oberhalb von Kun-

---

[1]) Zum Beispiel im Bacheinschnitte im obersten Teile des Dorfes Kunkowce.

[2]) In ähnlicher Weise hat Gürich (Erläut. zu der geolog. Übersichtskarte von Schlesien, pag. 159) das Auftreten von erratischen Blöcken an der Erdoberfläche in Schlesien begründet. — Es mag ferner an die herausgewaschenen nordischen Blöcke bei Naumburg erinnert werden. Vgl. Wüst, Das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens. Abhandl. d. naturf. Ges. zu Halle, Bd. XXIII, pag. [29], Anm. 2.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXIII, pag. 552. — Das von Uhlig in manchen Fällen beobachtete Vorkommen von erratischen Blöcken in einer höheren Lage als die Mischschotter ist ganz begreiflich. Wo der Mischschotter bis zu einer größeren Höhe hinaufsteigt, war er selbstverständlich einer stärkeren Abspülung durch das Regenwasser unterworfen und konnten die größeren Blöcke um so leichter aus demselben herauspräpariert werden.

[4]) Nach Dathe (l. c. pag. 261) sind im gemengten Diluvium der Umgebung von Glatz mitunter große Blöcke nordischer Herkunft eingebettet.

kowce ist er am steilen Abfalle der Auelehmterrasse entblößt. Der Terrassenrand zeigt zu unterst den Mischschotter mit einer schwach welligen Oberfläche, so daß derselbe bald bis zu 1 *m* und darüber über dem Wasserspiegel ansteigt, bald unter dem Diluvialton gar nicht sichtbar ist[1]). Auf dem Mischschotter folgt der Diluvialton und tritt uns in langen, jedoch nicht ununterbrochenen Streifen entgegen. Wo der Schotter anschwillt, verschwindet der Diluvialton oder wird auf ein dünnes Lager herabgedrückt, wogegen dort, wo die Oberfläche des Schotters sich zum Wasserspiegel oder unter denselben senkt, der Diluvialton seine größte Mächtigkeit (1—2 *m*) erreicht. Der Diluvialton ist sehr reich an Limonitnestern und Limonitröhren, in deren Innerem sich nicht selten noch Pflanzenreste erhalten haben. Stellenweise sind auch in Lignit umgewandelte unbestimmbare Pflanzenreste vorhanden. Über dem Diluvialton, beziehungsweise unmittelbar über dem Mischschotter breitet sich der Auelehm, ein postdiluviales, einige Meter starkes Umlagerungsprodukt des Lösses aus und nimmt den oberen, weitaus größeren Teil der Auelehmterrasse ein.

Auf dem schmalen Talboden der Letowienka oberhalb von Belwin werden die Bachufer von demselben Diluvialton begleitet.

An den Gehängen des breiten Santales, wo sie sanft geböscht sind, kommen vereinzelte Partien des Diluvialtons in der Höhenlage von etwa 250—300 *m* vor. NNO vom Dorfe Kunkowce, wo der Ton am besten aufgeschlossen ist[2]), bedeckt er den äußersten obersten Teil der Mischschotterdecke. Die untere Grenze des Diluvialtons, sofern sie beobachtet werden kann, schmiegt sich an Anschwellungen des Mischschotters an, die ich auf kurze Stillstände des Eisrückzuges zurückgeführt habe (pag. 386). Das Hangende des Diluvialtons bildet der jungdiluviale äolische Löß, der mit einem dicken Mantel die Gehänge des Santales umhüllt.

Nach der Art und Weise, wie der Diluvialton auf dem Mischschotter auftritt, ist der erstere als ein Absatz stehender Gewässer aus der Zeit des Eisrückzuges zu deuten[3]). Während die Eiszunge im Santale — wahrscheinlich in mehreren Etappen — zusammenschrumpfte, sammelten sich die Schmelzwässer in den flachen Unebenheiten der Oberfläche des bereits vom Eise verlassenen Mischschotters. Derartige kleinere oder größere Wassertümpel bildeten sich ebensogut an der Stirn der Eiszunge, auf dem breiten Santalboden, wie auch an den Seiten des Eisstromes, wo die Talgehänge nicht zu steil waren[4]). Das atmosphärische Wasser spülte von den

---

[1]) Die in Rede stehende Strecke der Sanufer habe ich am 13. und 21. August 1906 bei einem ziemlich hohen Wasserstande untersucht.

[2]) Spärliche Vorkommen habe ich außerdem in Kruhel maly (am oberen Rande der Schlucht unterhalb der Kirche) und am linken Gehänge des Letowienkatales oberhalb von Letownia beobachten können.

[3]) Insoweit ich aus einem Referat im Geologischen Zentralblatte (Bd. IX, Ref. 207) beurteilen kann, scheint der „Platalera“ Schonens eine unserem Diluvialton verwandte Bildung zu sein.

[4]) Wie an den Gehängen eines Tales, am Rande des Eisstromes, welcher den innersten Teil des Tales erfüllt, Wasserabsätze sich anhäufen können — wird trefflich durch Abbildung 500 auf pag. 371 in Chamberlin-Salisbury, Geology, Bd. III, veranschaulicht.

Talgehängen, welche damals noch nicht mit Löß, sondern mit lokalen Verwitterungsprodukten bedeckt waren, das feinste tonige Material der Flyschgesteine ab und häufte es in den Schmelzwassertümpeln an. Diese seichten Tümpel, in denen der Diluvialton zur Ablagerung gelangte, besaßen höchstwahrscheinlich keine beständigen Umrisse und waren von sehr kurzer Dauer. Aus dem stellenweise reichlichen Gehalte an Limonitausscheidungen und aus den Einschlüssen von Pflanzenresten ist zu schließen, daß die Tümpel zum Teil bewachsen und sogar versumpft waren. Daß die Vegetation in der nächsten Nachbarschaft des Eises auf dem von ihm kürzlich verlassenen Boden Fuß fassen konnte, ist kein Wunder, wenn man bedenkt, daß die Schmelzwasserlachen, die im Sommer auf dem ewig gefrorenen Boden der sibirischen Tundra entstehen, einen überraschend hohen Temperaturgrad erreichen [1]). Der alte Gletscherboden des Suldenferners bietet ein treffliches Beispiel, wie bald der Pflanzenwuchs sich des Gletscherschuttes bemächtigt [2]). „Ausgetrocknete, mit Schlamm erfüllte Becken bilden die ersten grünen Oasen" [3]) und erinnern lebhaft an die Bildungsweise unseres Diluvialtons. An die Eiszunge des Santales grenzte westwärts ein großes eisfreies Gebiet, wo die Vegetation die Vereisung überdauern [4]) und nachher, Schritt auf Schritt dem zurückweichenden Eisrande folgend, sich ausbreiten konnte.

Versuchen wir nun, aus der Verbreitung von Mischschottern die Ausdehnung der Eiszunge im Santale oberhalb von Przemyśl zu rekonstruieren. Haben auch die glazialen Geschiebe nordischer Herkunft nicht selten eine nachträgliche Umlagerung und eine teilweise Verschleppung erfahren, so kann man immerhin ganz bestimmt voraussetzen, daß jede Stelle, wo gegenwärtig untrüglich nordische Gesteinsfragmente angetroffen werden, ehemals vom Eise bedeckt war. Denn das von Norden her in das Randgebiet der Karpathen eingreifende Inlandeis ist in einer der Abdachung des Landes widersinnigen Richtung angestiegen. Wenn also das nordische Material später durch das fließende Wasser verschleppt wurde, so konnte es infolgedessen nur in eine niedrigere Höhenlage gelangen [5]). Versucht man aus dem Vorkommen nordischer Geschiebe die ehemalige Eisausdehnung zu rekonstruieren, so könnte man höchstens der Gefahr entgegenlaufen, den Umfang der Eisausbreitung dann und wann um ein geringes zu unterschätzen. Es wurde daher der beigegebenen Kartenskizze das Prinzip zugrunde gelegt, daß die Stellen, wo gegenwärtig nordisches Material vorkommt, ehedem vom Eise bedeckt waren, während diejenigen Strecken,

---

[1]) von Bunge, Zur Bodeneisfrage. Verhandl. d. Russ. mineralog. Ges. Bd. XL, 1903, pag. 206.

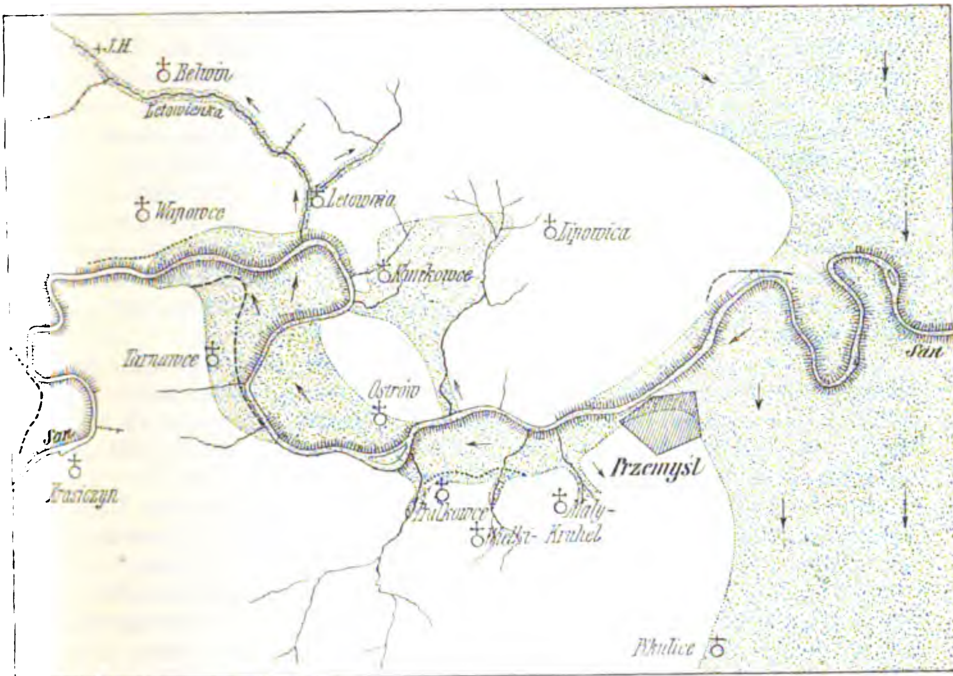
[2]) Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd I, pag. 305.

[3]) Ibid., pag. 293.

[4]) Auf einigen Nunatakken in der Nähe der grönländischen Küste hat Nansen einen verhältnismäßig reichen Pflanzenwuchs beobachtet. Vgl. Peterm. Mitteil., Ergänz.-Heft Nr. 105, pag. 66.

[5]) Vgl. Uhlig, Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXIV, pag. 227.

Fig. 2.



Kartenskizze der Sanzunge des nordischen Inlandeises.

Entworfen von Walery Ritter v. Łoziński.

Maßstab zirka 1:112.500.

Zeichenerklärung:

- Inlandeis.
- Vermutliche Bewegungsrichtung des Inlandeises.
- Scharfe / Verschwommene } Lößwagrame.
- Rand der Auelehmterrasse [1].
- Kleine Wasserläufe mit Stufenmündungen.

[1]) Berichtigung eines Versebens. Der Rand der Auelehmterrasse am linken Sanufer bei Ostrów soll noch um 1·5 *cm* nach aufwärts verlängert werden.

wo das Grundgebirge unter den lokalen Verwitterungsprodukten oder unmittelbar unter dem Löß zutage tritt, eisfreien Partien entsprechen.

Dem Eisstrome, welcher sich bei Przemyśl in das Santal hineinzwängte, bot zunächst der breite und ebene Talboden den bequemsten Weg. Dem Talboden genau folgend, drang die Eiszunge immer weiter in das Santal hinein und bedeckte seine Sohle mit einer wenig mächtigen Ablagerung von Mischschotter, der hie und da an der Basis des Randes der Auelehmterrasse hervorlugt. Der weiteste Punkt, wo ich den San aufwärts noch nordische Geschiebe gefunden habe, war das Steilufer der Auelehmterrasse bei Wapowce. Wahrscheinlich hat die bedeutende Einengung des Santales etwa 1 *km* oberhalb von Wapowce [1]) dem weiteren Vorrücken des Eises Halt geboten. Die Glazialspuren sind auf den tiefsten Teil des Santales beschränkt, während seine Gehänge unmittelbar an der Oberfläche oder unter der Lößdecke nur das lokale Verwitterungsmaterial zur Schau tragen. Daraus geht es hervor, daß der Boden des Santales nur mit einer dünnen Eisdecke überzogen war.

Die einzige Ausnahme, wo das Eis auch auf den Gehängen des Santales ansteigen konnte, bietet die Gegend von Kunkowce und nördlich von Ostrów. Die 256 *m* hohe Erhebung nordwestlich von Ostrów war eisfrei, während sekundäre Eiszungen, die vom Haupteisstrome des Santales abzweigten, diese Erhebung wie einen Nunatak umflossen und sich um Kunkowce ausbreiteten. Längs des Bacheinschnittes westlich von Lipowica kann man nordische Geschiebe und Blöcke bis ungefähr zur 300 *m*-Isophyse hinauf verfolgen.

Die den Boden des Santales bedeckende Eiszunge sendete in die Seitentäler, deren größter Teil damals bereits ausgefurcht war, fingerförmige Ausläufer aus. Von denselben verdienen zwei eine nähere Betrachtung, und zwar die Seitenzunge in Kruhel maly und diejenige im Letowienkatale.

Die kurze Seitenschlucht in Kruhel maly, auf die bereits eingegangen worden ist (pag. 387), zeichnet sich durch eine außerordentlich große Mächtigkeit der glazialen Aufschüttung aus. Während sonst überall das Eis die Terrainfurchen nur am Boden mit einer dünnen Schotterablagerung bedeckt hat, wurde hier ein präglaziales Seitentälchen bis zu seinem obersten Rande mit glazialem Schotter gänzlich ausgefüllt. Wenn das Eis ein kleines Seitental mit der Grundmoräne so vollständig ausfüllen sollte, so müßten Glazialspuren ohne Zweifel noch weit über seine Ränder hinaus am Gehänge des Santales ansteigen. Indessen ist der glaziale Schotter alleinig auf die Seitenschlucht beschränkt, wogegen schon in ihrer nächsten Umgebung das Gehänge des Santales aus Flyschablagerungen besteht, die nur mit ihren eigenen Verwitterungsprodukten oder mit Löß überzogen sind. Wir müssen daher annehmen, daß die Schotterablagerung der Seitenschlucht von Kruhel maly nur zum Teil aus der Grundmoräne entstand. Eine genaue Untersuchung des Schotters ergab, daß der Anteil nordischen Materials in der Mitte der Schlucht am stärksten ist, dagegen seitwärts und in ihrem oberen Ende erheblich abnimmt.

---

[1]) Bei dem Jägerhause Holubla.

Offenbar hat der Eisausläufer, welcher in das Seitental von Kruhel maly hineingezwängt wurde, einen Teil des lokalen Verwitterungsmaterials [1]) nicht in die Grundmoräne aufgenommen, sondern vor sich gewälzt [2]) und an die Seiten sowie in das obere Ende der Schlucht gepreßt. Nur ihren innersten Teil hat die Eiszunge, in den lokalen Schutt gehüllt, eingenommen und darin den Mischschotter mit nordischen Geschieben und größeren Blöcken abgelagert. Ein treffliches Beispiel, wie das vorrückende Eis den lokalen Schutt zusammenpressen und seine Grundmoräne in denselben einkeilen kann, bieten die Beobachtungen von Credner am Buersbrägletscher [3]).

Das im Fukoidenmergel eingeschnittene Antiklinaltal des Letowienkabaches ist dadurch bemerkenswert, daß in ihm der Eisausläufer eine besondere Länge erreicht hat, indem er von der Mündung des genannten Baches in den San mehr als 4 *km* nach aufwärts einzudringen vermochte [4]). Der Mischschotter, welcher in einem schmalen Streifen am Boden dieses engen Tales abgelagert wurde, hat an vielen Stellen, insbesondere am Unterlaufe des Baches eine nachträgliche Umlagerung durch das fließende Wasser erfahren. Den Talboden nimmt eine einige Meter hohe Terrasse ein, die durch den gewundenen Lauf des Baches vielfach zerstückelt wurde. Ihr unterer Teil besteht aus Mischschotter, welcher stellenweise eine deutliche Anordnung des Materials nach der Größe der Geschiebe, beziehungsweise der Gerölle zeigt. Darüber breitet sich eine dünne Decke gelben Auelehms aus. Da derselbe ein postdiluviales Umlagerungsprodukt des jungdiluvialen Lösses ist, so muß selbstverständlich die fluviatile Bearbeitung des glazialen Mischschotters noch zur Diluvialzeit stattgefunden haben. Stellenweise sind in dem durch das fließende Wasser aufgearbeiteten Mischschotter Partien eines konchylienführenden Tons [5]) eingeschaltet. Etwas größere Linsen desselben Tongebildes, auf die Prof. Szajnocha [6]) aufmerksam gemacht hat, treten an den Letowienkaufern inmitten des Dorfes Belwin auf. Es ist ein grauer, stellenweise etwas sandiger Ton, in welchem feine Glimmerschuppen spärlich zerstreut sind. Der Ton ist sehr reich an unregelmäßig verteilten Ausscheidungen eines erdigen zerreiblichen Kalktuffes [7]), welcher zumeist winzige Röhrchen bildet oder verkohlte Pflanzenreste mit einer dicken Kruste überzieht. Reichlich sind in dem Ton teilweise schon verkohlte Pflanzenreste vorhanden, die sich an einer Stelle sogar zu einem

[1]) Einschließlich der präglazialen Flußschotter.

[2]) Solche lokale Schuttmassen, welche der vorrückende Eisstrom vor sich zusammenstaut und schiebt, ohne aber dieselben seiner Grundmoräne einzuverleiben und mit fremdem Gesteinsmaterial zu mischen, möchte ich „Schurfmoräne“ (= push moraine Chamberlins) nennen. Ich ziehe eine solche Bezeichnung anderen Ausdrücken gleichen Sinnes, wie zum Beispiel Staumoräne (Berendt) vor, weil sie am besten die abschürfende Tätigkeit des vorrückenden Eisstromes wiedergibt.

[3]) Zeitschr. d. deutsch. geolog Ges., Bd. XXXII, pag. 79—80 und Fig. 1—3 auf Taf. VIII.

[4]) Noch bei dem früheren Jägerhause (gegenwärtig ein Meierhof) oberhalb von Belwin kommt in den Bachschottern nordisches Material vor.

[5]) Nicht zu verwechseln mit dem früher besprochenen Diluvialton.

[6]) Atlas geologiczny Galicyi, Heft 13, pag. 31.

[7]) Mindestens ein Viertel dieser Ablagerung besteht aus reinem Kalktuffe.

dünnen, rein vegetabilischen Lager angehäuft haben. Außerdem enthält die Tonablagerung zahlreiche Land- und Süßwassermollusken, von denen *Helix* und *Succinea* am häufigsten sind, während *Pupa* und *Pisidium* viel seltener vorkommen. Die besprochenen Toneinlagerungen innerhalb durch das fließende Wasser aufgearbeiteten Mischschotters sind als ein Absatz kleiner Wasserlachen zu betrachten, die dann und wann aus abgeschnittenen Verzweigungen des Baches entstanden. Als eine lithogenetische Analogie könnten die mergeligen Einlagerungen im Unstrutkiese [1]) angeführt werden. Die Bildungszeit unseres Tons muß offenbar mit der Umlagerung des Mischschotters (pag. 393) zusammenfallen.

Die Seehöhe des Sanniveaus bei Przemyśl beträgt 196 *m*, während nordische Geschiebe höchstens etwa bis zur 300 *m*-Isohypse hinaufreichen. Somit sind die Spuren der diluvialen Vereisung in vertikaler Richtung innerhalb etwa 100 *m* verteilt. Es wäre aber ein Irrtum, die Maximalmächtigkeit der Eisdecke ebenso hoch zu schätzen, da sie einen solchen Betrag bei weitem nicht erreicht hat. Aus mehreren Beobachtungen, wie zum Beispiel aus der Tatsache, daß der ungefähr 60 *m* über der Talsohle hohe Nunatak NW von Ostrów nicht vereist war, glaube ich die Eismächtigkeit im Santale oberhalb von Przemyśl auf etwa 10 bis 25 *m* veranschlagen zu dürfen. Die Fähigkeit einer so dünnen Eiszunge, bis zu 100 *m* über der Talsohle aufzusteigen, setzt voraus, daß vor dem Eingange in das karpathische Santal Eismassen lagerten, die mehr als 100 *m* mächtig waren und den erforderlichen Druck ausübten, worauf wir noch zurückkommen werden.

Der Eisstrom, welcher bei Przemyśl in das Santal hineingepreßt wurde, breitete sich wie eine zähflüssige Masse selbstverständlich in der Richtung aus, wo er den kleinsten Widerstand fand, das heißt, wo die der Eisbewegung widersinnige Neigung des Geländes am geringsten war. In erster Linie benutzte das Eis die vorhandenen Talfurchen des San und seiner Zuflüsse, deren Gefälle es leicht überwinden konnte. In der Gegend von Kunkowce und Ostrów stieg die Eisdecke weit an dem linken Gehänge des Santales hinauf, dessen mittlerer Böschungswinkel etwa 4·5⁰ nicht übersteigt [2]). Sonst aber, wo die Santalgehänge einen Böschungswinkel von 5⁰ und darüber zeigen, wurden sie vom Eise nicht berührt [3]). Es kann daher ein Grenzwert des Böschungswinkels von ungefähr 5⁰ angenommen werden, den das vorwärts drängende Eis nicht mehr zu überwinden vermochte. Dicht oberhalb

---

[1]) Wüst, Ein pleistocäner Valvatenmergel an der Unstrut. Zentralbl. f. Mineral. etc., 1903, pag. 586.

[2]) Die ermittelten Werte des Böschungswinkels geben die mittlere Neigung der gegenwärtigen Gehängeflächen bis zur Seehöhe von 300 *m* an. Infolge der jungdiluvialen Lößakkumulation fällt die heutige Oberfläche nicht ganz genau mit der altdiluvialen zusammen. Der Unterschied aber ist gewiß so gering, daß die rohen Zahlen, welche hier angeführt werden, ebensogut für die Gehängeneigung der älteren Diluvialzeit angenommen werden können.

[3]) In ähnlicher Weise ersieht man aus dem Profile des Lomnitztales bei Lomnitz, daß auf dem linken, flachen Talgehänge das gemengte Diluvium viel höher hinaufreicht, als auf dem rechten, steiler geneigten. Vgl. Werth, Zur Kenntnis des Diluviums im nördlichen Riesengebirge. Neues Jahrb. für Miner., 1901, Bd. I. pag. 95.

von Przemyśl ist das Santal von verhältnismäßig steileren Gehängen (5 bis 13°) eingeschlossen, wodurch das Eis sich seitwärts nicht ausbreiten konnte [1]). Durch diese Einschnürung des Eisstromes erklärt es sich, daß das Eis in das kleine Seitental von Kruhel maly besonders stark hineingepreßt wurde und daß gerade hier die Zufuhr des Moränenmaterials so reichlich war (pag. 387).

Die Art und Weise, wie das Eis sich im Santale ausbreitete, ist nur unter folgender Voraussetzung denkbar:

Auf Grund von Beobachtungen und theoretischen Erwägungen [2]) ist anzunehmen, daß gegen den Rand des Eises zu seine Mächtigkeit rasch abnahm. Den äußersten Rand des Eises müssen wir uns als eine dünne Eiskruste denken, die dank dem raschen Wachsen der Mächtigkeit gegen das Eisinnere zu die Fähigkeit besaß, nach aufwärts zu strömen. Das Hinaufsteigen aber war ceteris paribus vom Böschungswinkel der sich entgegenstellenden Erhebungen abhängig. Auf sanft geneigten Flächen konnte das Eis bis zu einer beträchtlichen Höhe ansteigen, wogegen es vor steileren Gehängen Halt machte und seitwärts auszuweichen suchte. Auf diese Weise könnte man wenigstens zum Teil den launenhaften Verlauf der oberen Grenze der nordischen Glazialspuren in der Randzone der Vereisung erklären. Das Eis konnte auf einer sanften Böschung ziemlich hoch hinaufsteigen, während in der nächsten Umgebung sogar niedrigere, jedoch steiler abfallende Bodenerhebungen eisfrei blieben. So zum Beispiel konnte das Eis in unserem Gebiete NO von Kunkowce beinahe die 300 *m*-Isohypse erreichen, wogegen südwärts die kaum 256 *m* hohe Erhebung NW von Ostrów vom Eise nicht bedeckt war.

Ein getreues Bild der Eisausdehnung zur Diluvialzeit haben wir, wenn wir das Santal an einem späten Herbstmorgen von einer exponierten Stelle aus überblicken. Den tiefsten Teil der Erosionsfurchen erfüllt ein dichter Nebel, den diluvialen Eiszungen täuschend ähnlich. Über dem Nebel ragen die flachen Karpathenrücken empor und führen uns die ehemals eisfreien Partien vor die Augen.

Die Ausbreitung einer kaum 10 bis 25 *m* mächtigen Eisdecke im Santale vermochte der Landschaft keine wesentlichen Züge einzuprägen. Ohne das Grundgebirge merklich zu beeinflussen, bemächtigte sich das vordringende Eis hauptsächlich der prädiluvialen Verwitterungsdecke, die es größtenteils mit dem fremden Material seiner Grundmoräne mengte, manchmal aber auch als eine lokale Schurfmoräne (s. pag. 393, Anm. 2) vor sich schob. Wo das Eis den lokalen Schutt

[1]) Die Neigung der Santalgehänge in unserem Gebiet zeigt eine auffallende Abhängigkeit von dem geologischen Bau. Die Talstücke, in denen der San das Streichen des Flyschgebirges quer durchschneidet, haben ziemlich steile Gehänge (oberhalb von Przemyśl, oberhalb von Wapowce). Wo hingegen der San parallel dem Schichtenstreichen fließt, nimmt der Böschungswinkel der Gehänge beträchtlich ab (bei Kunkowce).

[2]) Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 2. Aufl., 1901, pag. 81. Chamberlin-Salisbury Geology, Bd. III, pag. 356.

weggefegt hat, lagerte es an seiner Stelle den Mischschotter ab, so daß die Oberflächengestaltung so gut wie keine Veränderung erfuhr. Wurde das prädiluviale Seitental von Kruhel maly mit dem Moränenmaterial auch vollständig ausgefüllt, so hat die postdiluviale, unter unseren Augen rückschreitende Erosion des kleinen Baches an derselben Stelle eine neue Schlucht geschaffen.

Die einzige, gegenwärtig in die Augen springende Leistung des diluvialen Eisschubes bestand darin, daß er die fluviatilen Schotterablagerungen, die am Ausgange des Santales aus den Karpathen zur Prädiluvialzeit angehäuft wurden, zum guten Teil zerstörte und in die Grundmoräne aufnahm[1]). Am ostgalizischen Karpathenrande, welcher von der nordischen Vereisung bei weitem nicht betroffen war, hat sich seit dem vollständigen Festlandwerden der Karpathen, höchstwahrscheinlich schon seit der Pliocänzeit, der aus dem Gebirgsinnern reichlich hinausgetragene Schutt abgelagert und bildeten sich äußerst flache fächerförmige Schotterkegel, welche sich am Ausgange der Täler der rechtsseitigen Dniestrzuflüsse meilenweit ausbreiten und einen charakteristischen Zug der subkarpathischen Landschaft in Ostgalizien darstellen. Dem Ausgange des Santales ebenso wie den weiter westwärts die Karpathen verlassenden Flüssen fehlt ein solcher Schotterkegel. Ein großer Teil der präglazialen Flußschotter fiel dem diluvialen Eisschube zum Opfer, worauf ihre Überreste durch die jungdiluviale Akkumulation von äolischem Löß und postdiluviale Bildung des fluviatilen Auelehms verhüllt wurden.

Es drängt sich nun die Frage, wie sich der San gegenüber der Eisinvasion in sein Tal verhalten hat. Am nächsten würde die Annahme liegen, daß der Ausgang des Santales durch das Eis zu einem Wasserbecken aufgestaut wurde, in welchem das glaziale Diluvium zum Teil als Drift zur Ablagerung gelangte. Eine solche Annahme ist aber absolut nicht zulässig. Die Glazialschotter des Santales tragen kein einziges Merkmal zur Schau, das eine Mitwirkung von Drift an ihrer Ablagerung vermuten ließe. Vielmehr beweisen die einheimischen Bestandteile des Mischschotters, daß das Eis über dem festen Boden dahinschlich und noch oberhalb von Przemyśl seine Grundmoräne mit dem abgeschürften lokalen Verwitterungsschutte anreicherte. Ebensowenig konnte ich irgendein lithogenetisches oder morphologisches Anzeichen einer dauernden Stauung der Sangewässer durch die Eisinvasion wahrnehmen. Die lokalen Wassertümpel der Abschmelzperiode, in denen der Diluvialton abgelagert wurde, weisen nur auf eine vorübergehende Erschwerung des Abflusses hin. Wir sind daher zu der Annahme gezwungen, daß der Abfluß der Sangewässer durch die Eisinvasion nicht erheblich beeinträchtigt wurde. Unter den Staubecken, die durch gegenwärtige Gletscher abgedämmt werden, wie der Märjelensee und viele andere[2]), ist kein einziges bekannt, welches eine

[1]) Der mittlere Anteil der präglazialen, unterwegs vom Eise mitgerissenen Flußgerölle an der Zusammensetzung der Mischschotter ist mindestens auf 30% zu schätzen, lokal aber kann er viel höher sein.

[2]) Vgl. Heim, Gletscherkunde, pag. 67—69. Heß, Die Gletscher, pag. 305. Rabot, Glazial reservoirs and their outbursts. The Geographical Journal, Bd. 25, 1905, pag. 534 ff.

dauernde Stauung vertragen würde. Alle werden durch gewaltsame Ausbrüche, in kürzeren oder längeren Zeitabständen entleert. Wenn an den Mündungen von kleinen Gebirgsbächen keine beständige Stauung durch den Gletscher stattfinden kann, so muß um so mehr der mächtige San sich irgendeinen Ausweg durch den nur 10—25 *m* dicken Eisstrom, welcher sein Tal erfüllte, erzwungen haben. Wie dieses aber geschah, ob der San auf seinem breiten Talboden neben dem Eise zum Abflusse gelangte [1]) oder etwa in Eisspalten einen Ausweg fand — darüber könnte man nur mehr oder weniger berechtigte Hypothesen aufstellen. Angesichts der Anzeichen, die eine dem Eisschube vorangehende Durchfrierung des Bodens vermuten lassen (pag. 385 und 387), ist die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß der San vor der Eisinvasion zufror und mit einer starken Eiskruste überbrückt wurde, die unter der Last des vorrückenden Eisstromes nicht zusammenbrach.

Die Frage, welchen Weg die Sangewässer nach dem Verlassen der Karpathen unterhalb von Przemyśl nahmen, überschreitet die Rahmen der vorliegenden Abhandlung. Aus der Tatsache, daß Glazialspuren im Santale oberhalb von Przemyśl bis zur Höhe von 300 *m* hinaufreichen, muß man annehmen, daß vor dem Eingange in das karpathische Santal bei Przemyśl die Eisoberfläche ziemlich rasch in östlicher oder nordöstlicher Richtung bis zur Mächtigkeit von mehr als 100 *m* anstieg. Denn nur bei einer solchen Minimalmächtigkeit war es möglich, daß ein kaum 10—25 *m* mächtiger Eisausläufer, welcher von der Hauptmasse des Inlandeises seitwärts in das Santal hineingepreßt wurde, bis zu 100 *m* über dem Talboden vorrücken konnte.

Zur jüngeren Diluvialzeit setzte sich auf den glazialen Ablagerungen der äolische Löß ab. Aus seinen Zerstörungsprodukten entstand der postdiluviale Auelehm auf dem breiten ebenen Santalboden [2]). Durch diese beiden Gebilde werden die glazialen Ablagerungen größtenteils überdeckt, so daß letztere hauptsächlich in den Erosionseinschnitten entblößt sind. Nur auf den Feldern um Kunkowce treten lokale Durchragungen der Mischschotter oder erratische Blöcke unmittelbar an die Erdoberfläche heran.

Das Santal mit den meisten Nebentälern unseres Gebietes sind ein Werk prädiluvialer Erosion und waren zur Zeit der nordischen Eisinvasion bereits im großen und ganzen fertig. Drei kleine, auf der Kartenskizze besonders bezeichnete Wasserläufe, welche man eigentlich kaum Wasserfäden nennen sollte, zeichnen sich durch ausgesprochene Stufenmündungen aus, indem sie an ihrer Mündung einige Meter hohe Wasserfälle (Letowienkatal) oder eine Miniaturklamm (unterhalb von Krasiczyn) bilden. Die Entstehung der Mündungsstufen, welche immer aus steil aufgerichteten Flyschablagerungen bestehen, kann nur folgendermaßen erklärt werden:

---

[1]) War auch der San im feuchten Klima der älteren Diluvialzeit gewiß wasserreicher als gegenwärtig, so konnte sein Bett immerhin nur einen Teil des breiten Talbodens einnehmen.

[2]) Der Löß und der Auelehm wurden bereits im I. Abschnitte (pag. 379—380) einer eingehenden Betrachtung unterzogen.

Die betreffenden Wasserfäden entstanden erst nach der Diluvialzeit, als die Talböden der größeren Wasserläufe zum Teil durch glaziale Schotter, insbesondere aber durch den Löß und seine Umlagerungsprodukte (Auelehm) soweit erhöht waren, wie gegenwärtig die Löß-, beziehungsweise die Auelehmterrasse über dem Wasserniveau ansteigen. Während nachher die stärkeren Wasserläufe in kurzer Zeit das heutige Bett in die lockeren Aufschüttungen auf ihren Talböden einschnitten, waren die jetzt stufenförmig mündenden Nebenläufe zu schwach, um Schritt zu halten und ihre Rinnen in dem widerstandsfähigeren Grundgebirge um denselben Betrag zu vertiefen.

Inwieweit die Ergebnisse, die ich im Santale gewonnen und im vorhergehenden dargestellt habe, auch auf das übrige nordische Diluvium am Nordrande der westgalizischen Karpathen erweitert werden dürfen, darüber werde ich erst nach der bevorstehenden Fortsetzung meiner diesbezüglichen Untersuchungen entscheiden können.

Lemberg, Mitte März 1907.

Inhaltsverzeichnis.

Vierhörnige Schafe.

Aus dem diluvialen Lehm von Reinprechtspölla (N.-Ö.), und von der Einmündung der Wien in den Donaukanal.

Von **Franz Toula.**

Mit einer Tafel (Nr. VIII).

Im Krahuletz-Museum in Eggenburg sah ich einen recht auffallenden Rest eines Schafschädels mit vier überaus kräftig entwickelten Hörnern. Herr Krahuletz überließ mir den Rest behufs Vornahme von vergleichenden Betrachtungen, wofür ich ihm zu danken habe. Herr Dr. J. U. Duerst in Zürich übersandte mir die von ihm und Cl. Gaillard in Lyon verfaßten Studien über die Geschichte des ägyptischen Hausschafes (Rec. de Trav. relatifs à la Philologie et à l'Archéologie egyptiennes et assyr. XXIV, 1902), worin sich ausführlichere Bemerkungen über die vierhörnigen Schafe befinden [1]) (pag. 20—35).

Der Schädelrest des Krahuletz-Museums stammt aus einer Ziegelei bei Reinprechtspölla (eine Stunde von Eggenburg) und wurde von einem Arbeiter, wie mir Herr Krahuletz mitteilt, im diluvialen Lehm aufgefunden. Er umfaßt die Stirnbein - Scheitelbeinregion mit dem oberen Augenhöhlenrande. Die Stirnbeine bilden zwischen den beiden oberen Hornzapfen einen gerundeten Kamm, der durch den kleinen Winkel auffällt, unter welchem der vordere Teil der Stirnbeine mit dem rückwärtigen zusammenhängt. Bei einem zum Vergleich vorliegenden normalen Widderschädel von *Ovis aries L.* beträgt dieser Winkel etwa 117°, bei dem Schädelrest von Reinprechtspölla dagegen kaum 80°.

Auf der Höhe des erwähnten Kammes erheben sich die oberen Hornzapfen. Dieselben sind auffallend kurz und gedrungen; auf der Vorderseite schön gewölbt, sind sie auf der rückwärtigen flach, fast eben. Derjenige der linken Seite zeigt im obersten Teil eine scharfe Einkerbung, wie solche bei den Widdergehörnen mit Neigung zur Verdopplung des Gehörnes gewöhnlich ist, wovon ich mich an den Schafschädeln der Schädelsammlung der zoologischen Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums überzeugen konnte. Unterhalb dieser beiden Hornzapfen, ganz davon getrennt und an der Scheitel-

[1]) Ich bedaure lebhaft, daß mir diese Arbeit nicht schon früher bekannt geworden ist, da darin (pag. 22 u. 23) ein Mumienschädel von *Ammotragus tragelaphus* besprochen und abgebildet wurde, der mit *Ovis Mannhardi* (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 51) zu vergleichen gewesen wäre.

bein-Stirnbeingrenze beginnend, entspringen die bogenförmig nach abwärts gekrümmten unteren Hornzapfen, die, mit anderen Vierhörnern verglichen, von beträchtlicher Breite sind und nur wenig tiefer stehen als die normalen Hornzapfen bei *Ovis aries.* Die oberen Hornzapfen ragen ohne sonderliche Krümmung gerade in die Höhe und rücken nahe gegen die Mittelebene des Schädels. Der Abstand an der Basis mißt etwa 24 *mm.* Beim Vergleichsschädel dagegen ca. 53 *mm.* Die Stirnbeine erhalten dadurch eine etwas größere Breite.

Als ich in der zoologischen Abteilung des Hofmuseums nach mehrhörnigen Schafschädeln suchte, wurde mir durch Herrn Dr. Toldt, dem ich für seine Unterstützung bestens danke, ein vierhörniger Widderschädel aus Indien (Kalkutta) gezeigt, der große Ähnlichkeit mit dem von Duerst und Gaillard aus Nepal (l. c. pag. 33) abgebildeten besitzt und ein ähnlich so verkümmertes Aussehen eines abnormen Wesens an sich trägt wie dieser. Weiters aber wurde mir von Dr. Toldt ein Schädelbruchstück eines vierhörnigen Widders gezeigt, der aus den „Alluvionen des Donaukanals nächst der Einmündung des Wienflusses“ stammt. Es wäre immerhin möglich, daß der subfossiles Aussehen besitzende Rest umgeschwemmt, aus diluvialen Ablagerungen stammen könnte. Er zeigt eine ganz ähnliche Anordnung der vier Hornzapfen wie der Schädel von Reinprechtspölla. Die oberen Hornzapfen sind jedoch viel schlanker gebaut und nach außen und vorn gekrümmt. Die unteren Hornzapfen sind gleichfalls wesentlich schlanker als bei dem Reinprechtspöllaschädel; ihr Abstand von dem oberen Zapfen ist etwas größer als bei diesem. Der untere Zapfen der linken Seite ist überdies tief gespalten. Stirnbeine und Scheitelbeine sind außerdem viel schlanker gebaut und ist auch noch das Exoccipitale zum größten Teil erhalten. Der Stirnbeinwinkel ist noch ein wenig kleiner, er beträgt nur ca. 78°. — Die Verhältnisse werden sich noch besser überblicken lassen, wenn ich die Maße (in Millimetern) in Vergleich bringe, soweit sie sich gewinnen lassen.

	Reinprechtspölla		Wien		*Ovis aries*
Größte Breite der Stirnbeine (rückwärts)	79·0		83·0		77·5
Größte Breite vorn an der Basis der oberen Stirnzapfen	102·5		93·5		(89·4)
Breite der oberen Hornzapfen an der Basis	49·3	(rechts)	50·6	(rechts)	—
	47·7	(links)	45·0	(links)	—
Dicke der oberen Hornzapfen	33·3	(rechts)	37·0	(rechts)	—
	35·7	(links)	37·7	(links)	—
Breite der Scheitelbeine hinter den unteren Hornzapfen . .	61·0		57·4		(59)
Abstand der Innenränder der oberen Stirnzapfen	27·0		29·4		—
Breite der unteren Stirnzapfen	34·0	(rechts)	31·9	(rechts)	—
	34·5	(links)	29·6	(links)	—
Dicke „ „ „	26·4	(rechts)	23 0	(rechts)	—
	26·0	(links)	23·0	(links)	—
Abstand der oberen und unteren Stirnzapfen voneinander . .	5·7	(rechts)	6·0	(rechts)	—
	3·7	(links)	12·5	(links)	—

Das Wiener Individuum dürfte nach der teilweisen Verwachsung der Stirnbeine mit den verwachsenen Scheitelbeinen unterhalb der unteren Hornzapfen ein älteres Tier gewesen sein. Die Gehirneindrücke, in der Stirnbein-Scheitelbeinregion gut zu beobachten, sind etwas mehr gewunden als bei dem Reste von Reinprechtspölla. Bei dem Schädelrest vom Donaukanal ist auch ein Teil des Kleinhirnes im Abdrucke auf dem Hinterhaupte zu erkennen.

Herr Dr. J. Ulrich Duerst war so gütig, mir über vierhörnige Widder einige hochinteressante Mitteilungen zu machen, für die ich den verbindlichsten Dank ausspreche. Auch literarische Behelfe verdanke ich seiner liebenswürdigen Bereitwilligkeit. Unter den mir zum Vergleiche überlassenen bildlichen Darstellungen befindet sich die Kopie eines alten Stiches eines holländischen Meisters, auf welchem polycere Schafe, wie Dr. Duerst meint, aus Afrika, dargestellt erscheinen. Der Schädel eines der Tiere ist in der Tat recht gut zum Vergleiche geeignet. Auch die Widderschädel der St. Kilda-Schafe (von den Hebriden) zeigen eine ähnliche Stellung der Hörner, wie ich mich auf einem photographischen Bilde der kleinen Herde und an den von Dr. Duerst gezeichneten Widderköpfen (aus seinem Reiseskizzenbuche) überzeugen konnte. Ebenso verhält es sich mit einem Widderkranium aus der anatomischen Sammlung des Mus. d'hist. nat., Paris, welches mir Herr Dr. Duerst zu skizzieren die große Freundlichkeit hatte.

Ganz besonders interessant für die Vergleiche mit den von mir beschriebenen beiden Resten ist der Schädel aus der Koll. F. Corner, der aus dem London Wall aus der Römerzeit stammt. Auffallend ist, daß die oberen Stirnzapfen so wie bei den St. Kilda-Schädeln nach vorn gerichtet waren, während sie bei dem erwähnten tunesischen Kranium, ähnlich so wie bei dem Wiener Schädelreste nach rückwärts streben.

Dr. Duerst hat mir weiters eine große Anzahl vergleichender Maße zugesendet. Die Unvollkommenheit der niederösterreichischen Schädelreste läßt leider nur wenige Vergleiche anstellen.

Reinprechtspölla 1. Krahuletz-Museum in Eggenburg
Wien . . . . 2. Zool. Abt. d. k. k. naturhist. Hofmuseums
Tunis (10784) . 3. Mus. d'hist. nat., Paris
London Wall . 4. Koll. F. Corner.

	1.	2.	3.	4.
	In Millimetern			
Umfang des oberen Hornzapfens . . .	133	137	170	143
Umfang des unteren Hornzapfens . . .	109	91	125	123
Durchmesser von vorn nach hinten des oberen Hornzapfens	36	35	35	34
Durchmesser von außen nach innen des oberen Hornzapfens	50	46	37	40
Durchmesser von vorn nach hinten des unteren Hornzapfens	29	22	50	30
Durchmesser von außen nach innen des unteren Hornzapfens	37	32	54	38

Den Schädelrest von Reinprechtspölla bei Eggenburg in Niederösterreich will ich als *Ovis quadricornis Reinprechtspollaënsis*, jenen von Wien als *Ovis quadricornis Vindobonensis* bezeichnen.

H. Gadeau de Kerville hat (Le Naturaliste, Paris, XVI, Nr. 173 vom 15. Mai 1894, pag. 111) einen vierhörnigen Widderschädel von *Ovis aries asiatica* der syrischen Rasse abgebildet, der in der Stellung der Hörner sehr ähnlich ist. Die beiden oberen sind nach hinten gekrümmt, die unteren nach abwärts.

F. Lataste hat gleichfalls über verschiedene Schafschädel Mitteilungen gemacht (Le Naturaliste, Paris, XVII, Nr. 190 vom 1. Februar 1895, pag. 30—32). Er spricht von cornes multiples ou multifurquées. — Man vgl. ebenda Nr. 192 vom 1. März, pag. 56 und Nr. 201 vom 15. Juli, pag. 168.

Auch R. Lydekker hat über vierhörnige Schafe geschrieben. (Fourhorned Sheep. Knowledge Nr. 150, Juli 1901.)

R. E. Holding hat eine Anzahl von Schädeln der St. Kildaer vierhörnigen Schafe zur Abbildung gebracht. (Proceed. Zool. Soc. of London 1903, II, 116—119), unter welchen sich aber nur ein reiner Vierhorntypus befindet (Fig. *B*), dessen Hörner stark, förmlich spiralig gerollt nach vorwärts gerichtet sind.

Außerdem haben über mehrhörnige Schafe geschrieben:

Ezio Marchi: 1. Il policerismo negli ovini. Monitore Italiano, XVI, 4, 1904, pag. 287 (n. 9) und 2. Il policerismo tra gli ovini e i caprini. Il moderno Zooiatro. Torino 1905. Laboratorio di Zootecnia del R. Ist. Sup. di Agricoltura in Perugia. 40 Seiten mit 10 Illustrationen. Von den Schädeln von *Ovis aries caucasica* (Museo di Berna), l. c. pag. 38, Fig. 8, kann ich wohl absehen, dagegen ist die Darstellung der Schafrasse von Pagliarola (l. c. 39, Fig. 2 [pag. 19], 9 und andere) zu erwähnen, da die betreffenden Abbildungen mit den Verhältnissen des besprochenen Restes von Wien in mancher Beziehung gut übereinzustimmen scheinen, besonders was die Form, Größe und Richtung der oberen Hornzapfen anbelangt. Die unteren Hornzapfen sind dagegen nicht nach abwärts gebogen.

Der Schädelrest von Reinprechtspölla ist durch die breiten, kurzen und gerade gestreckten oberen Hornzapfen und die im Verhältnisse breitere Stirnbein-Scheitelbeinregion recht wohl unterschieden.

Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1904—1906

von C. v. John und C. F. Eichleiter.

Die folgende Zusammenstellung enthält die seit der letzten Veröffentlichung der Arbeiten des chemischen Laboratoriums der k. k. geologischen Reichsanstalt in dem Jahrbuche der k. k. geologischen Reichsanstalt 1903, LIII. Bd., 3. Heft, also in den Jahren 1904, 1905 und 1906 durchgeführten Analysen.

Die hier veröffentlichten Untersuchungen bilden natürlich nur einen kleinen Teil der vielen in unserem chemischen Laboratorium für technische Zwecke ausgeführten Analysen, da wir hier nur solche vollständige Analysen oder partielle Untersuchungen aufgenommen haben, die sich auf Materialien beziehen, deren Fundorte oder Erzeugungsstätten uns bekanntgegeben wurden oder die in anderer Hinsicht ein gewisses Interesse für Praktiker bieten dürften.

Ein anderer Teil von Analysen, größtenteils Gesteins- und Mineraluntersuchungen, welche zu wissenschaftlichen Zwecken durchgeführt wurden, sind entweder bereits an anderer Stelle veröffentlicht worden oder werden in nächster Zeit dazu gelangen.

Was die Namen der Fundorte anbelangt, so mußten wir uns in manchen Fällen ganz auf die Angaben der Einsender verlassen, welche oft Lokalitäten nennen, die in keinem Ortslexikon auffindbar sind, und zwar deshalb, weil es sich da meistens um einzelne Gehöfte, Berglehnen, Gräben etc. handelt, so daß wir nicht imstande sind, solche Angaben zu kontrollieren und somit auch keine Verantwortung für die Schreibweise solcher Fundorte übernehmen können.

Da die im folgenden angeführten Untersuchungen für Parteien vorgenommen wurden und daher der Umfang derselben von den jeweiligen Wünschen der Parteien abhängig war, ist es erklärlich, daß nicht immer vollständige Analysen vorliegen.

Wie bereits in früheren Zusammenstellungen dieser Art, wurden auch hier die einzelnen Analysen und partiellen Untersuchungen in entsprechende Gruppen eingeteilt, und zwar in folgender Weise:

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Zu der Tabelle, welche die Resultate dieser Analysen enthält, wäre folgendes zu bemerken:

Die untersuchten Kohlen wurden nach Ländern und innerhalb dieser Abteilungen nach geologischen Formationen geordnet. Am Schluß der einzelnen Abteilungen haben wir noch die Untersuchungsergebnisse einiger Torf-, Brikett- und Koksproben angefügt, weil die geringe Anzahl derselben die Aufstellung eigener Gruppen für diese Brennmaterialien nicht lohnte.

Bei der Schwefelbestimmung wurde stets der Gesamtschwefel nach der Methode von Eschka und außerdem der Schwefelgehalt in der Asche bestimmt. Die Differenz der bei diesen beiden Bestimmungen erhaltenen Resultate, welche die Zahl für den beim Verbrennen der Kohle entweichenden, sogenannten schädlichen Schwefel angibt, wurde stets in Elementaranalyse eingestellt.

Es möge hier auf den Aufsatz von C. v. John „Über die Berechnung der Elementaranalysen von Kohlen mit Bezug auf den Schwefelgehalt derselben und den Einfluß der verschiedenen Berechnungsweisen auf die Menge des berechneten Sauerstoffes und die Wärmeeinheiten“ [1]) aufmerksam gemacht werden.

Die Berechnung des Brennwertes (Kalorien) geschah durchweg nach der Formel:

$$\text{Wärmeeinheiten} = \frac{8080\,C + 34500\left(H - \frac{O}{8}\right) + 2500\,S - \left(H_2O + 9\frac{O}{8}\right)637}{100}$$

wobei C, H, O, S und H_2O die Prozente von Kohlenstoff, Wasserstoff, Sauerstoff, verbrennlichen Schwefel und Wasser bedeuten.

II. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Auch in dieser Gruppe sind die angeführten Kohlen nach Ländern und geologischen Formationen geordnet.

Die Rubrik für den Schwefelgehalt entfiel diesmal aus dem Grunde, weil bei keiner Analyse dieser Art eine Schwefelbestimmung vorzunehmen war.

Wir können es nicht unterlassen, unseren Standpunkt in bezug auf die Berthiersche Probe abermals ausdrücklich festzustellen. Wir sind uns selbstverständlich vollständig klar darüber, daß die Bestimmung der Wärmeeinheiten nach dieser Methode mit prinzipiellen Fehlern behaftet ist und deshalb die in dieser Weise gefundenen Brennwerte im allgemeinen und ganz besonders bei wasserstoffreichen Kohlen zu nieder ausfallen. Wir betonen also abermals, daß wir der Methode von Berthier absolut keinen wissenschaftlichen Wert beimessen und dieselbe nur als Notbehelf in gewissen praktischen Fällen betrachten. Die genaueren Gründe, warum wir die Ausführung

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. R.-A. 1904, Mt. Nr. 4, pag. 104.

solcher Untersuchungen vorläufig noch immer nicht verweigern können, haben wir in unserer letzten Zusammenstellung [1]) deutlich auseinandergesetzt und müssen auf das dortselbst Gesagte verweisen.

III. Graphite.

IV. Erze:

a) Silber- und goldhältige Erze,
b) Kupfererze,
c) Zinkerze,
d) Quecksilbererze,
e) Antimonerze,
f) Eisenerze,
g) Manganerze,
h) Schwefelerze.

V. Metalle und Legierungen.

VI. Kalke, Dolomite, Magnesite, Gipse und Mergel.

VII. Tone und Sande.

VIII. Wässer.

IX. Gesteine und Mineralien.

X. Diverse Materialien.

---

[1]) **Arbeiten aus dem chemischen Laboratorium der k. k. geologischen Reichsanstalt, ausgeführt in den Jahren 1901—1903, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., Bd. LIII, Heft 3, pag. 483.**

I. Elementaranalysen von Kohlen.

Einsender	Fundort der Kohle		Geologische Formation	C %	H %	O+N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
	Österreich													
Westböhmischer Bergbauaktienverein, Bergdirektion Pilsen	Austriaschacht I u. Karlschacht bei Teinitzl, Böhmen	Stückkohle	Karbon	78·52	4·25	9·36	0·57	5·00	2·30	0·01	0·58	7323	6831	Eichleiter
		Würfelkohle	"	75·60	3·65	10·30	0·67	6·60	3·15	0·03	0·70	6823	6302	"
		Mittelkohle	"	75·16	4·05	10·23	0·86	6·80	2 90	0·03	0·89	6946	6578	"
		Nußk. I	"	76·91	4·23	9·20	0·61	5·80	3·25	0·02	0·63	7189	6187	"
		Nußk. II	"	77·18	4·45	8·10	0 67	5·60	4·00	0·03	0·70	7346	6164	"
		Nußk. III	"	71·18	4·18	12·42	0·62	5·60	6·00	0·03	0·65	6550	6118	"
		Löschk. I	"	60·35	3·12	8·78	0 55	5·30	21·90	0 04	0·59	5490	4922	"
		Löschk. II	"	64·75	3·22	10·07	0·66	4·90	16·40	0·03	0·69	5821	5589	"
	Austriaschacht bei Mantau, Böhmen	Stückkohle	"	75·27	4 34	10·27	0·44	8·34	1·34	0·04	0·48	7022	6072	"
		Würfelkohle	"	76·45	4·15	9·08	0·47	7·15	2·70	0·04	0·51	7117	6164	"
		Mittelkohle	"	75·90	4·30	9 61	0·33	7·80	2·06	0·04	0·37	7092	6164	"
		Nußkohle	"	73·96	3·68	10·58	0·38	8·50	2·90	0·03	0·41	6670	6141	"
		Grieskohle	"	75·52	2·85	10·80	0·63	6·50	3·70	0·07	0·70	6517	6118	"
		Löschkohle	"	66·22	3·13	9·33	0·52	6·80	14·00	0·07	0·59	5930	5267	"
	Hilfsschacht bei Lihn, Böhmen	Würfelkohle	"	73·64	3·72	11·20	0·84	6·40	4·20	0·05	0·89	6651	5934	"
		Stückkohle	"	74·46	4·11	10·87	0·66	5·40	4·50	0·04	0·70	6896	6049	"
		Mittelkohle	"	75·06	4·59	10·90	0·67	5·40	3·38	0·03	0·70	7084	6095	"
		Nußkohle	"	72 04	4·14	11·85	0·77	5·80	5·40	0·03	0·80	6636	6233	"
		Grieskohle	"	68·65	3·92	10·49	0·64	5·10	11·20	0·06	0.70	6356	5520	"
		Löschkohle	"	60·84	3·96	7·89	0·66	5·30	21·35	0·17	0·83	5867	5060	"
Westböhmischer Bergbauaktienverein, Bergdirektion Schatzlar	Schatzlar, Böhmen	Stückkohle	"	73·74	4·50	7·75	1·86	3·10	9·30	0·29	2·15	7132	5984	"
		Würfelkohle	"	72·71	4·43	7·51	2·35	3·15	9 85	0·18	2·53	7064	5888	"
		Nußkohle I	"	72·46	4·25	8·74	2·10	3·30	9·15	0·21	2·31	6914	5865	"
		Nußkohle II	"	71·46	4·28	8·88	1·53	3·00	10 85	0·26	1·79	6823	5842	"
		Erbskohle I	"	71·78	4·31	9 09	1·12	2·60	11·10	0 30	1·42	6840	5911	"
		Erbskohle II	"	68·73	4·20	10·52	1·45	3·30	11·80	0·17	1·62	6487	5819	"
		Staubk. ungewasch.	"	63·52	3·24	6·22	3·81	2·65	20·55	0·13	3·94	6022	5014	"

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
K. k. priv. Südbahnges., Wien	Staab, Böhmen, Austriaschacht, Würfelkohle	Karbon	77·92	4·45	9·33	0·60	5·10	2·60	0·02	0·62	7343	6394	Eichleiter
Alfred & Seifert, Wilkischen	Wilkischen, Böhmen, Hermannshütte	"	63·78	4·17	10·61	1·49	14·85	5·10	0·02	1·51	6000	5037	"
Franz Leitenberger, Cosmanos	Kladno, Grieskohle	"	61·91	3·76	11·39	0·64	13·15	9·15	0·08	0·72	5660	5014	"
St. Phillipp, Aussig	Brant-Přičina b. Rakonitz, Böhmen, Ludwigschacht	"	63·40	3·34	12·10	0·61	16·25	4·30	0·04	0·65	5574	5244	"
Westböhmischer Bergbauaktienverein	Schatzlar, Mittel II, Würfelkohle	"	74·15	4·57	10·59	0·74	3·35	6·60	0·44	1·18	7034	5980	"
Adolf Schramek, Wien	Karwin, gräfl. Larisch'sche Gruben	"	80·64	4·03	9·32	0·86	1·40	3·70	0·13	0·99	7466	7015	John
Gräfl. Potocki'sche Berg- und Hüttenwerke Siercza	Siercza: Isabellaflöz	"	53·88	3·35	13·55	2·52	17·40	9·30	0·86	3·38	4782	4610	"
	Siercza: Arturschacht, Mischkohle	"	52·86	3·71	13·01	1·47	21·15	7·80	0·49	1·96	4798	4347	"
	Siercza: Arturflöz III	"	51·71	3·23	11·68	1·53	17·10	14·75	1·28	2·81	4685	4186	Eichleiter
	Tenczynek: Würfelkohle I	"	57·27	3·95	13·21	0·57	20·65	4·35	0·65	1·22	5209	4692	"
	Tenczynek: Kristinagrube	"	57·52	3·76	13·15	0·47	20·00	5·10	0·45	0·92	5192	4669	"
	Tenczynek: Kristinagrube	"	57·46	3·83	14·35	0·36	20·80	3·20	0·32	0·68	5123	4692	"
Kohlengrube „Kmita Tenczynek"	Tenczynek, Galizien: Stück-Schwarzkohle I	"	56·24	3·60	13·88	1·63	18·00	6·65	0·66	2·29	5018	4485	"
	Stück-Schwarzkohle II	"	58·96	3·72	14·94	0·38	18·20	3·80	0·42	0·80	5192	4784	"
	Stück-Schwarzkohle III	"	57·41	3·56	12·56	3·67	15·20	7·60	0·72	4·39	5233	4485	"
	Gaskohle Stück I	"	60·93	4·73	15·84	1·10	11·50	5·50	0·58	1·68	5613	5175	"
	Gaskohle „ II	"	58·36	4·30	14·23	0·86	8·95	13·30	0·65	1·51	5447	4485	"
	Gaskohle Würfel	"	61·53	4·67	12·04	4·66	11·15	5·95	0·57	5·32	6021	4876	"
	Gaskohle Nuß	"	43·53	3·23	10·99	3·90	11·55	26·80	0·64	4·54	4104	3565	"
	Schwarzkohle Nuß	"	56·98	3·50	14·31	0·68	16·85	7·65	0·70	1·88	5001	4531	"
	Schwarzkohle Staub	"	43·22	2·76	14·62	4·40	18·50	25·50	1·09	5·49	3934	3427	"
	Schwarzkohle Gries	"	58·31	3·65	13·67	1·82	12·45	10·10	0·70	2·52	5249	4669	"

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Kohlengrube „Kmita Tenczynek"	Tenczynek, Galizien, Schieferkohle I	Karbon	44·18	3·03	10·66	5·13	8·65	28·35	0·41	5·54	4153	3565	Eichleiter
	Tenczynek, Galizien, Schieferkohle II	„	34·04	2·45	12·36	0·30	4·95	45·90	0·64	0·94	2948	2507	„
Josefine Eder, Hermagor, Kärnten	Kronalpe bei Hermagor, Kärnten	„	73·90	3·10	6·59	0·81	3·10	12·50	0·24	1·05	6711	6279	„
Schlesinger & Co., Prag	Chobot bei Wlaschim, Böhmen	Perm	75·00	3·51	4·80	0·09	0·90	15·70	1·72	1·81	7026	6279	„
Leitner & Comp., Wien	Pfaffenschlag bei Lunz, Niederösterreich	Trias Lunzerschicht.	52·64	3·51	10·64	3·35	3·16	26·70	0·29	3·64	4975	4370	„
St. Ritter v. Habdank-Kowalski in Bircza	Bircza, Galizien	Eocän	65·26	3·48	13·76	0·71	6·39	10·40	0·38	1·09	5759	5405	„
Kohlenwerke „Monte Promina" in Siverič, Dalmatien	Siverič I	„	50·37	3·37	17·10	3·46	18·40	7·30	1·50	4·96	4341	3956	„
	Siverič II	„	49·96	2·90	18·84	3·70	16·20	8·40	1·44	5·14	4077	4002	„
	Velusič	„	47·59	2·74	17·41	2·86	20·60	8·80	1·84	4·70	3854	3701	„
M. v. Heinsius, Mariaschein	Lanz bei Falkenau in Böhmen (Bohrproben) I	Oligocän	35·51	2·63	9·65	4·11	40·40	7·70	0·22	4·33	3135	3151	„
	Lanz bei Falkenau in Böhmen (Bohrproben) II	„	29·43	2·27	6·50	5·95	39·70	16·15	0·19	6·14	2731	2737	„
	Lanz bei Falkenau in Böhmen (Bohrproben) III	„	40·96	3·30	12·83	1·71	25·80	15·40	0·22	1·93	3683	3657	„
F. Buresch, Saaz	Welmschloß, Böhmen, Lipsiagrube	Oligocän?	43·64	3·51	12·46	1·54	32·90	5·95	0·44	1·98	3939	3586	John
Trifailer Kohlengewerkschaft, Wien	Trifail, Mittelstückk. I	Oligocän	50·73	4·14	15·77	2·26	19·20	7·90	0·85	3·11	4668	3910	Eichleiter
	Trifail, Mittelstückk. II	„	51·49	3·56	16·92	0·83	21·90	5·30	0·68	1·51	4421	3841	„
Anton Hein, Wien	Zillingsdorf, Niederösterr.	Miocän	28·53	2·29	11·94	3·14	43·50	10·60	0·91	4·05	2297	2231	„
Direktion der Fügner-Schächte in Ganghof	Ganghof, Böhmen, Fügner-Schächte	„	46·96	3·24	14·99	0·86	31·10	2·85	0·04	0·90	4225	3519	„
Leopold v. Litynski, Lemberg	Łuka bei Złoczow, Galizien	„	37·36	2·92	12·75	4·57	29·80	12·60	1·87	5·94	3819	2976	John
Johannesthaler Kohlengewerkschaft	Karmel, Krain, Fortunak.	„	48·32	3·46	15·91	0·51	25·40	6·40	0·74	1·25	4149	3634	Eichleiter
	Karmel, Krain, Marienkohle I	„	47·51	3·27	17·02	0·80	24·20	7·20	0·92	1·72	3980	3795	„
	Karmel, Krain, Marienkohle II	„	45·18	3·21	15·86	0·95	26·40	8·40	0·73	1·68	3816	3519	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	O+N %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Verkaufsbureau der Eibiswalder Glanzkohlengewerkschaft, Graz	Eibiswald, Lauraschacht	Miocän	62·13	4·08	16·61	0·68	13·65	2·85	0·19	0·87	5521	5451	Eichleiter
	Eibiswald, Steiermark	„	66·41	4·27	15·32	0·90	10·40	2·70	0·21	1·11	6023	5244	„
Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft in Graz	Steyregg b. Wies, Würfelk.	„	51·90	3·52	12·89	1·99	12·10	17·60	0·63	2·62	4698	3972	John
	„ Grobgriesk.	„	49·02	3·37	15·22	1·99	12·20	18·20	0·56	2·55	4386	3818	„
K. k. priv. Südbahnges., Wien	Oberdorf, Steiermark	„	46·86	3·72	19·03	0·31	25·60	4·48	0·23	0·54	3957	3657	Eichleiter
Kohlenindustrieverein, Wien	Wohontsch, Böhmen, Franz Josefstollen I	Neogen	44·09	3·23	16·02	0·96	30·40	5·30	0·57	1·53	3703	3518	John
	II	„	42·36	2·98	14·24	0·42	34·25	5·75	0·69	1·11	3527	3493	Eichleiter
	III	„	43·52	3·21	14·06	0·61	33·20	5·40	0·62	1·23	3720	3542	„
	IV	„	41·07	3·14	13·76	0·73	33·40	7·90	0·53	1·26	3515	3175	„
Braunkohlengewerkschaft Karoli-Johannizeche	Janessen bei Karlsbad, Böhmen	„	55·98	4·99	12·61	0·97	18·80	6·65	0·66	1·63	5521	4301	„
Meronitzer Braunkohlengewerkschaft Einigkeit in Aussig	Settenz, Herminenschacht	„	51·33	2·66	14·62	0·64	27·85	2·90	0·19	0·83	4168	3956	„
Duxer Kohlenverein in Teplitz	Ladowitz b. Dux, Böhm. Richard-Schacht I	„	48·27	3·29	15·26	0·48	30·10	2·60	0·28	0·76	4097	3841	„
	II	„	45·93	3·12	13·70	0·55	31·70	5·00	0·72	1·27	3911	3657	„
Bergverwaltung Grottau, Böhmen	Görsdorf, Böhmen, Franzschacht, Lignit	„	39·46	3·42	19·84	0·38	34·00	2·90	0·31	0·69	3163	3036	„
Leopold Kuttler, Marburg	Podlosch b. Maria-Neustift, Untersteiermark	„	57·38	3·92	18·47	1·43	12·80	6·00	0·79	2·22	5014	4623	„
Knittelfelder Kohlenbergbaugesellschaft, Knittelfeld	Spielberg b. Knittelfeld, Hugoschacht I	„	53·68	3·62	15·12	2·98	17·50	7·10	0·46	3·44	4789	4140	„
	II	„	52·84	3·25	15·75	3·06	19·00	6·10	0·39	3·45	4554	4462	„
Trifailer Kohlengewerkschaft in Wien	Reichenstein bei Reichenburg, Steiermark	„	56·02	3·69	19·82	1·12	13·60	5·80	0·86	1·98	4726	4784	„
Albert Faber, Triest	Keutschach bei Velden, Kärnten	„	47·48	3·91	25·10	0·21	19·70	3·60	0·23	0·44	3803	4140	„
Eisenwerk Sulzau-Werfen	Kasern bei Salzburg, Preßtorf	Rezent	43·01	4·17	26·74	0·32	20·20	5·50	0·34	0·72	3451	3151	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	O+N %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Wolf Kahan, Brody	Lubella bei Zołkiew, Galizien (Torf)	Recent	37·28	3·27	23·63	0·32	14·70	20 80	0·08	0·40	2868	2714	Eichleiter
	Porchacz, Galizien (Torf)	„	39·65	3·27	22·87	0·31	28·80	5·10	0·18	0·49	3006	2967	„
K. k. priv. Südbahnges., Wien	Grünbach, N.-Ö., Briketts	—	66·77	4·30	13·12	1·51	4·10	10·20	0·54	2·05	6230	5208	John
Emanuel Heß, Wien	Karwiner Schmelzkoks	—	82·74	0·37	3·38	1·01	0·55	11·95	0·07	1·08	6683	6831	Eichleiter
Westböhm. Bergbau-Akt. Verein, Bergbaudirektion Pilsen	Austriaschacht b. Mantau, Böhmen, Briketts	—	70·99	3·93	8·11	0·76	5·15	11·05	0·04	0·80	6668	5589	„
	Austriaschacht b. Mantau, Böhmen, Koks	—	85·80	0·28	0·96	0 56	0·85	11·55	0·03	0·59	6990	7107	„
	Ungarn.												
Konkordiagrube, Kronstadt	Konkordiagrube	Lias	61 20	4·10	14·16	0·74	11·25	8·55	0·13	0·87	5594	5106	„
	Holbach	Grest. Sch.	53·18	3·63	14·71	0·73	11·05	16·70	0·08	0·81	4757	4462	„
Westböhmischer Bergbauaktien-verein	Nagy-Báród, Kom. Bihar I	Kreide	62·67	3·96	16·62	0·85	10·20	5·70	0·36	1·21	5550	5014	„
	Nagy-Báród, Kom. Bihar II	„	63·66	3·92	17·37	0·95	10·35	3·75	0·23	1·18	5581	5093	„
Graf Julius Esterházy, Pressburg	Magyar-Lapos, Kom. Szolnok-Toboka	Oligocän	64·28	4·60	14·99	3·38	3·65	9·10	0·75	4·13	6090	5340	John
Graf Johann Palfy, Pressburg	Handlowa, Barbarafeld	„	57·00	4 14	20 86	0·44	10·70	6·86	0·47	0·91	4927	4398	Eichleiter
C. Ritter v. Wessely'sche Zentralkanzlei, Wien	Szilvas, Kom. Borsod, Bohrproben	Miocän	50·04	3·75	18·88	0·93	14·20	12·20	0·75	1·68	4320	3864	„
		„	50·08	3·62	17·58	0·97	11·90	15·85	0·60	1·57	4359	4117	John
		„	47·36	3·83	15·31	1·65	13·60	18·25	0·91	2·56	4334	3478	Eichleiter
		„	48·13	3·64	15·37	1·56	15·15	16·15	0·83	2·39	4315	3772	„
		„	49·93	3·96	17·70	1·11	12 70	14·60	0·73	1·84	4458	3841	„
		„	53·70	3·27	18·74	1·79	13·80	8·70	1·02	2·81	4483	4293	„
		„	52 09	2·76	19·25	1·10	14·45	10·35	0·87	1·97	4127	4094	„
	Eger-Czechi, Kom. Borsod, Bohrproben I	„	52·55	3·58	14·87	1·35	18·20	9·50	0 71	2·06	4634	4025	„
	Eger-Czechi, Kom. Borsod, Bohrproben II	„	51·19	3·56	16·68	1·47	19·80	7·30	0·94	2·41	4445	4232	„
	Eger-Czechi, Kom. Borsod, Bohrproben III	„	46·09	3·27	16·80	1·14	18·15	14·55	0·78	1·97	3920	3864	„
	Eger-Czechi, Kom. Borsod, Bohrproben IV	„	44 18	3·42	15·12	0·98	17·60	18·75	0·72	1·65	3900	3580	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Bergdirektion Brennberg	Brennberg, Ungarn, Sopron-Schacht	Neogen (unt. Mediterranstufe)	60·87	3·85	19 56	0·57	13·75	1·40	0·13	0·70	5188	5320	Eichleiter
Zentralbureau der nordkroatisch. Kohlengewerkschaften, Wien	Rasinja, Kroatien, Wilhelmsgrube	Neogen	45·11	3·29	15·42	1·18	27·80	7·20	1·13	2·31	3850	3450	"
Heinrich Kolben, Wien	Kreutz, Kroatien, St. Helena	"	40·15	3·10	16·81	0·54	31·25	8·15	1·04	1·58	2383	3036	"
	Kreutz, Kroatien, Zibrinovec	"	40·31	2·93	17·84	0 42	27·50	11·00	0·82	1·24	3206	3059	"
Golubovecer Kohlengewerkschaft, Golubovec	Golubovec, Kroatien, Emilienschacht	Neogen (Pontische Stufe)	59·78	4·12	15·18	2·97	9·95	7·00	0·53	4·48	5448	4738	"
	Golubovec, Kroatien, Göppelflöz		59 34	4·08	16 78	3·95	9·45	7·40	0·55	3·52	5629	4899	"
	Bosnien.												
K. u. k. gemeinsames Ministerium in Angelegenheiten Bosniens und der Herzegowina	Kreka, Stückkohle I	Miocän	39·12	3·14	17·89	0·40	29·25	10 20	0·51	0·91	3167	2875	"
	Kreka, Stückkohle II	"	44·64	3·15	10·98	0·53	30·70	10·00	0·65	1·18	4060	3220	"
	Kreka, Stückkohle III	"	37·39	2·88	14·79	0·44	27·55	16·95	0·45	0·89	3106	2944	"
	Kreka, Kleinkohle I	"	31·83	2·81	12·97	0·79	26·10	25·50	0·56	1·35	2743	2668	"
	Kreka, Kleinkohle II	"	25·31	2·22	14·32	0·65	25·60	31·90	0·42	1·07	1944	2254	"
	Kreka, Kleinkohle III	"	23·21	2·14	12·85	0·30	24·30	37·20	0·36	0·66	1819	1817	"
	Susjišćica	"	52·04	3·33	12·75	3·78	16·40	11·70	0·90	4·68	4704	4462	"
	Zenica, II. Liegendflöz	"	45·00	3.59	16·42	3·49	17·47	13·95	1·04	4·53	4025	3772	"
	Ausland.												
K. k. priv. Südbahnges., Wien	Dysart-Main, Schottland	Karbon	66·48	4·23	13 22	1·02	10·85	4·20	0·18	1·20	6123	5428	"
	Cardiff, England (Admiralitätskohle)	"	85·58	3·92	3·70	1·00	0·60	5·20	0·05	1·05	8103	7360	"

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C %	H %	$O+N$ %	S % verbrennlich	H_2O %	Asche %	S % in der Asche	Gesamt-S %	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
K. k. priv. Südbahnges., Wien	Neurode, Preuß.-Schles., Johann-Baptista-Sch.	Karbon	66·30	4·10	7·39	0·91	1·50	19·80	0·11	1·02	6298	5612	Eichleiter
	Borsiggrube bei Beuthen, Preuß.-Schlesien	„	75·82	4·36	10·78	0·64	2·25	6·15	0·21	0·85	7089	6164	„
	Petrzkowitz, Preuß.-Schl.	„	84·55	3·94	4·37	0·89	0·75	5·50	0·07	0·96	7997	7268	„
Sigmund Kanitz, Wien	Radzionkaugrube, Preuß.-Schlesien	„	72·68	3·93	13·33	0·46	5·60	4·00	0·30	0·76	6533	5796	„
	Paulusgrube, Preuß.-Schl., Würfelkohle	„	79·53	4·35	10·42	0·60	2·80	2·30	0·14	0·74	7401	6624	„
	Konkordiagrube, Zabre, Pr.-Schl., Würfelkohle I	„	78·16	4·76	11·58	0·65	2·10	2·75	0·24	0·99	7377	6394	„
	Gottes-Segen, Pr.-Schles., Würfelkohle	„	79·96	4·96	11·60	0·58	2·60	1·30	0·33	0·91	7587	6440	„
	Hillebrandgrube, Pr.-Schl., Würfelkohle	„	80·89	4·53	10·26	0·42	2·30	1·60	0·16	0·58	7580	6468	„
	Schlesiengrube, Pr.-Schl., Würfelkohle	„	80·37	4·41	9·46	0·41	3·75	1·60	0·32	0·73	7527	6417	„
	Brandenburggrube, Preuß.-Schlesien, Würfelkohle	„	78·82	4·57	10·41	0·50	2·60	3·10	0·24	0·74	7418	6348	„
	Friedengrube, Preußisch-Schlesien	„	80·72	4·58	9·30	1·00	2·50	1·90	0·21	1·21	7645	6447	„
	Hohenzollerngrube, Preuß.-Schlesien	„	78·65	4·45	11·70	0·55	3·20	1·45	0·11	0·55	7296	6447	„
	Gotthardschacht, Preuß.-Schlesien	„	78·44	4·52	11·88	0·26	3·10	1·80	0·44	0·70	7285	6394	„

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	C%	H%	$O+N$ %	S% verbrennlich	H_2O %	Asche %	S% in der Asche	Gesamt-S%	Kalorien berechnet	Kalorien nach Berthier	Analytiker
Przeworski & Hochstim, Wien	Czichow, Rußland	Karbon?	66 82	3·81	14·18	0·39	11·45	3·35	0 22	0·61	5938	5520	Eichleiter
Johann Jockl jun., Wien	Sosnowice, Rußland, Stückkohle	Karbon	70·86	3·93	13·19	0·62	8·00	3·40	0·28	0 90	6382	5888	John
	Sosnowice, Rußland, Würfelkohle	„	71·52	4·05	12·48	1·22	7·85	2 88	0·25	1·47	6529	6082	„
	Sosnowice, Rußland, Nußkohle	„	71·42	3·92	13·44	0·92	7·40	2·90	0 18	1 10	6423	5940	„
Magistrat der Stadt Wien	Sosnowice, Rußland, Rudolfschacht, Stückkohle	„	70·90	3·94	13·44	0·42	8·10	3 20	0·24	0 66	6381	5984	Eichleiter
	Sosnowice, Rußland, Rudolfschacht, Würfelkohle	„	71·43	4·03	12·85	1·43	7·60	2·36	0 14	1·57	6526	6026	„
	Sosnowice, Rußland, Rudolfschacht, Nußkohle	„	71·56	3·87	14·03	0 74	7·30	2 50	0 14	0 88	6385	5888	„
	Kasimirgrube, Stückkohle	„	67·10	3·54	13·65	1·01	9·10	5·60	0 48	1·49	5928	5612	„
	Kasimirgrube, Würfelkohle	„	68·72	3·87	14·02	0·79	9·20	3 40	0 37	1·16	6145	5589	„
	Grube „Saturn“, Stückkohle	„	71·46	3·90	14 08	0·56	7·60	2 40	0 24	0·80	6377	5819	„
	Grube „Saturn“, Nußkohle	„	72·13	4 03	14·82	0·12	7·00	1·90	0 14	0·26	6432	5980	„
Brüder Münch, Paracin, Serbien	Boljevac, Serbien, Staubkohle	Lias	66·05	3·56	2·42	4·02	0·35	23·60	2·10	6·12	6543	5428	„
Hans Wildi, Nabresina	Kumi auf Euböa, Griechenland	Miocän	43 99	3·07	19 06	1·18	21·40	11·30	1 46	2 64	3549	3450	„
Brüder Münch, Paracin, Serbien	Briketts aus Boljevacer Staubkohle	—	71·73	3·79	1·97	6·81	0·50	15·20	1·62	8·43	7170	5842	„

II. Kohlenuntersuchungen nach Berthier.

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Kalorien nach Berthier
	Österreich.				
Gebrüder Gutmann, Wien	Dombrau, Lazygrube	Karbon	2·30	5·80	6290
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Wien	Kladno, Ronnaschacht	„	12·70	8·80	5114
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Brünn	„ „	„	12·95	6·85	5198
	Libuschin, Johannesschacht		11·95	6·85	5348
K. u. k. Intendanz des II. Korps in Wien	Kladno, Ferdinandschacht	„	10·15	4·90	5600
	„ Maxschacht, gewasch. Würfelk.		13·20	3·90	5340
	„ Mayransch., „ „		12·65	4·85	5497
Heinrich Kowarzik, Wien	Niedzieliska, Galizien	„	7·90	7·10	5405
K. u. k. Intendanz des I. Korps in Krakau	Jaworzno Jacek Rudolfzeche	„	18·80	6·10	4577
	Jaworzno Friedrich Augustzeche		19·90	7·60	4347
	Tenczynek, Galizien Schwarzkohle	„	21·70	3·95	4738
	Tenczynek, Galizien Gaskohle	„	15·40	4·95	4991
Gräfl. Potocki'sche Berg- und Hüttenverwaltung Siercza	Siercza Arturschacht	„	20·85	9·05	4835
	„ Arturschacht		21·15	7·80	4347
Josef Wabitsch, Wien	Hinterellenbogen bei Steeg im Lechtal, Vorarlberg	Trias	8·70	38·50	3565
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Marburg	Petschojegrube, Untersteiermark	Oligocän	21·50	10·10	3940
E. Brandt Wien	Tillisch, Böhmen	Miocän	25·60	1·60	4232
K. u. k. Ersatz-Bataillonskadre des 73. Infanterieregiments in Eger	Dallwitz, Böhmen	„	32·70	5·60	3920
K. u. k. Intendanz des 9. Korps in Josefstadt	Ellyschacht bei Seestadtl, Böhmen	Neogen	28·70	6·20	4204

Einsender	Fundort der Kohle	Geologische Formation	Wasser %	Asche %	Kalorien nach Berthier
	Österreich.				
K. u. k. Militär-Stationskommando Neuhaus in Böhmen	Asperngrube bei Dux, Böhmen	Neogen	31·05	5·05	3614
K. u. k. Intendanz des 9. Korps in Josefstadt	Komotau, Rafaeligrube	"	34·10	8·70	3450
	Misla, Böhmen, Saxon-Bohemia	" ?	39·50	10·70	2990
	Maria-Raschitz, Böhmen, Kaisergrube	"	22·95	2·40	4347
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Pilsen	Ziedits, Böhmen, Josefi-Gaskohle	"	36·70	3·70	3670
Brüxer Kohlenbergbaugesellschaft, Brüx	Brüx, Annaschacht, Mittelkohle	"	25·90	5·70	3979
	Brüx, Annaschacht, Nußkohle		28·15	6·20	3772
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Klagenfurt	St. Stephan im Lavanttal, Kärnten	"	26·60	12·20	3328
Drautaler Kohlengewerkschaft, Klagenfurt	Rückersdorf, Kärnten I	"	39·90	6·40	2691
	Rückersdorf, Kärnten II		26·60	7·55	3703
	Rückersdorf, Kärnten III		18·35	10·45	3680
	Rückersdorf, Kärnten IV		35·60	11·20	2800
	Ungarn.				
Daniel Horn in Budapest	Dios-Jenő, Kom. Neograd	Oligocän	13·20	15·50	3772
K. u. k. Reichs-Kriegsministerium Wien	Nemti, Kom. Neograd, Josefschacht	Miocän	20·80	11·90	3846
"	Salgó-Tarján, Franzensschacht	Neogen	12·95	23·50	3660
	Ausland.				
K. u. k. Reichs-Kriegsministerium Wien	Fürstl. Hohenlohesche „Oheimgrube" Preuß.-Schlesien I	Karbon	5·00	1·90	6049
	Fürstl. Hohenlohesche „Oheimgrube" Preuß.-Schlesien II		4·55	3·70	6026
K. u. k. Militär-Verpflegsmagazin in Wien	Sosnowice, Rußland, Graf Renardschacht	"	1·10	11·60	5612

III. Graphite.

Graphit (geschlämmt) von Müglitz in Mähren, eingesendet von Geßner, Pohl & Co. in Müglitz:

	Nr. I	Nr. II
	Prozente	
Kohlenstoff	58·60	59·98
Asche	37·48	31·68
Wasser bis 100° C	2·50	3·97
Wasser über 100° C (Differenz)	1·42	4·37
Summe	100·00	100·00

John.

Graphitabfall von Rožinka bei Neustadtel in Mähren, eingesendet von Wladimir Weypustek in Schloß Rožinka:

	Nr. I	Nr. II
	Prozente	
Kohlenstoff	30·38	25·48
Asche	64·90	68·40
Wasser bis 100° C	0·64	0·64
Wasser über 100° C (Differenz)	4·08	5·48
Summe	100·00	100·00

John.

Graphit von Kollowitz bei Budweis, eingesendet von Steiner & Wallesz in Wien:

	Prozente
Kohlenstoff	36·29
Asche	57·95
Wasser bis 100° C	2·90
Wasser über 100° C (Differenz)	2·86
Summe	100·00

Die aus dem vorliegenden Graphit gewonnene Asche enthält, auf den ursprünglichen Graphit bezogen:

	Prozente
Kieselsäure	30·70
Tonerde	11·82
Eisenoxyd	6·78
Kalk	1·24
Magnesia	1·11
Phosphorsäure	0·64
Schwefelsäure	Spur
Alkalien (Differenz)	5·65
Summe	57·95

Eichleiter.

Graphit von Wolframitz in Mähren, eingesendet von Prof. D. F. Dvorský in Brünn:

	Prozente
Kohlenstoff	59·39
Asche	37·80
Wasser bis 100° C	2·10
Wasser über 100° C (Differenz)	0·71
Summe	100·00

John.

Graphite von Kunstadt in Mähren, eingesendet von Richard Levy in Wien:

	Nr. I	Nr. II	Nr. III
	Prozente		
Kohlenstoff	29·85	30 96	28·30
Asche	59·60	59·30	63 90
Wasser bis 100° C	4·20	4·60	3 10
Wasser über 100° C (Differenz)	6·35	5·14	4·70
Summe	100 00	100·00	100·00

Eichleiter.

IV. Erze.

a) Silber- und goldhältige Erze.

Goldhältige Quarze vom Johannesschacht in Kassejowitz bei Platna in Böhmen, eingesendet von Karl Häusler in Teplitz:

Nr.	Prozente Gold	Prozente Silber
I	0·00210	—
II	0·03268	0·00346
III	0·00080	0·00338
IV	0·0001	0·00058
V	0·01595	—
VI	0·00314	—
VII	0·00120	—
VIII	0·00080	—
IX	0·00235	0·00135
X	0·00050	0·00150
XI	0·00160	0·00023

John.

Goldhältige Quarze von obiger Lokalität, kommissionell entnommen und eingesendet vom k. k. Revierbergamt in Pilsen:

Nr.	Prozente Gold
I	0·00285
II	0 00764
III	0·00209
IV	0·00168

John.

Konglomerat von Mirowitz in Südböhmen, eingesendet von Brüder Frankl in Teplitz:

	Prozente
Silber	0·0002

Das vorliegende Konglomerat enthielt kein Gold. John.

Schwefelkies mit Buntkupfererz von Cseszte bei Bösing in Ungarn, eingesendet von Leop. Klima in Bösing:

	Prozente	
Silber	0·0710	John.

Schwefelkies von Tellnitz in Böhmen, eingesendet von R. Schneider in Wien:

	Prozente	
Schwefel	38·20	
Kupfer	0·33	
Silber	0·00803	
Gold	0·00001	Eichleiter.

b) Kupfererze.

Kupferkies, größtententeils in Malachit umgewandelt. mit etwas Bleiglanz und Zinkblende in einem Quarzit von St. Marxen bei Kühnsdorf in Kärnten, eingesendet von E. Brandt in Wien:

	Prozente	
Kupfer	3·81	John.

Schwefelkies mit Buntkupfererz von Cseszte bei Bösing in Ungarn, eingesendet von Lepold Klima in Bösing:

	Prozente	
Kupfer	14·38	John.

Malachit in Quarzit eingesprengt von Atalanta in der Provinz Lokris, Griechenland, eingesendet von Alfred Müller in Athen:

	Prozente	
Kupfer	2·16	Eichleiter.

c) Zinkerze.

Zinkblende mit Bleiglanz und etwas kupferhältigem Schwefelkies in Quarzit von St. Marxen bei Kühnsdorf in Kärnten, eingesendet von E. Brandt in Wien:

	Prozente	
Zink	15·14	John.

Zinkblende von Rabenstein im Sarntal in Tirol, eingesendet von Max v. Isser in Hall i. T.:

	Prozente	
Zink	34·39	Eichleiter.

Zinkblende von Felsö-Bánya in Ungarn, eingesendet von Vinzenz Bohner in Wien:

	Nr. I Feinkorn	Nr. II Grobkorn	
	Prozente		
Zink	24·39	27·94	John.

Zinkblende von Kapnikbánya in Ungarn, eingesendet von Vinzenz Bohner in Wien:

	Prozente	
Zink	34·84	John.

d) Quecksilbererze.

Quecksilbererze von Gyertánliget in der Marmaros, Ungarn, eingesendet von Jos. Führer in Budapest:

	Nr. I	Nr. II	
	Prozente		
Quecksilber . . .	0·37	0·06	John.

Zinnober in Baryt und Kalkstein eingesprengt von Spizza in Dalmatien, eingesendet von Gebr. A. H. Elias in Wien:

	Nr. I	Nr. II	Nr. III
		Prozente	
Quecksilber . .	0·005	0·013	0·087
			Eichleiter.

e) Antimonerze.

Antimonit mit schiefriger Gangart von Bösing, Preßburger Komitat, Ungarn, eingesendet von Leopold Klima in Bösing:

	Prozente	
Antimon . . .	12·05	John.

f) Eisenerze.

Roteisenstein von Hrastje in Kroatien, eingesendet von Franz v. Türk in Karlsstadt:

	Prozente		Prozente	
Eisenoxyd	73·20	entsprechend	51·25	Eisen
				John.

Brauneisenstein (durch Zersetzung aus Spateisenstein entstanden) von Klein-Zell in Niederösterreich, Karolusstollen, eingesendet von Dr. Karl Schedl in Klein-Zell:

	Prozente	
Kieselsäure	4·43	
Tonerde	0·64	
Kalk	1·64	
Magnesia	0·42	
Eisenoxyd	73·82	= 51·67 Eisen
Schwefel	0·61	
Phosphorsäure	1·58	= 0·69 Phosphor
Glühverlust (Wasser u. Kohlensäure)	17·30	
Summe	100·44	

Aus obigem Brauneisenstein erzeugtes Rösterz enthielt:

	Prozente	
Kieselsäure	5·24	
Tonerde	0·82	
Kalk	1·98	
Magnesia	0·58	
Eisenoxyd	89·30	= 62·51 Eisen
Schwefel	0·13	
Phosphorsäure	1·85	= 0·81 Phosphor
Summe	99·90	

John.

Eisenglimmer von Walpersbach bei Frohsdorf in Niederösterreich, eingesendet von Anton Hauser in Wien:

	Prozente		Prozente
Eisenoxyd	96·04	entsprechend	67·25 Eisen

Eichleiter.

Brauneisenstein von Szilisztye, Gömörer Komitat, Ungarn, eingesendet von D. Vitez in Wien:

	Prozente		Prozente
Eisenoxyd	52·10	entsprechend	36·48 Eisen

Eichleiter.

Roteisenstein von Erlach, Niederösterreich, eingesendet von A. Koblicek in Wr.-Neustadt:

	Prozente		Prozente
Eisenoxyd	64·80	entsprechend	45·36 Eisen

Der vorliegende Roteisenstein enthält auch etwas Kupfer.

John.

Brauneisenstein aus der Umgebung von Bodrog-Keresztur, Komitat Zemplin, Ungarn, eingesendet von Graf Oswald Wolkenstein in Wien:

	Prozente		Prozente
Eisenoxyd	70·80	entsprechend	49·57 Eisen

Eichleiter.

g) Manganerze.

Manganspate von Castell Lastua in Dalmatien, eingesendet von G. v. Bukowski in Wien:

I. Lichte Sorte.

	Prozente		
Kohlensaures Manganoxydul	58·06	35·16	Manganoxydul
		21·19	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	33·90	18·98	Kalk
		14·92	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	2·44	1·16	Magnesia
		1·28	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	1·96	1·22	Eisenoxydul
		0·74	Kohlensäure
In Säure unlösliche Teile	4·52		
Summe . . .	100·88		John.

II. Dunkle Sorte.

	Prozente		
Kohlensaures Manganoxydul	52·48	32·37	Manganoxydul
		20·11	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	24·90	13·94	Kalk
		10·96	Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	1·89	0·90	Magnesia
		0·99	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	2·03	1·26	Eisenoxydul
		0·77	Kohlensäure
In Säure unlösliche Teile	18·54		
Summe . . .	99·77		John.

h) Schwefelerze.

Schwefelkiesproben von verschiedenen Fundorten und Einsendern enthielten bei 100° C getrocknet:

		Schwefel Prozente
Göllnitz, Ungarn		45·51
Schmöllnitz, Ungarn	I	46·02
	II	43·44
	III	43·59
	IV	46 01
	V	44·91
	VI	46·08
	VII	45·64
	VIII	45·03
	IX	41·79
	X	45·92
Kenésd, Ungarn	I	42·50
	II	43·65

		Schwefel Prozente
Kazanezt, Ungarn	I	48·07
	II	49·44
	III	50·17
	IV	46·34
Alvacza, Ungarn	I	44·32
	II	44·18
	III	45·52
	IV	50·25
	V	47·56
	VI	48·05
	VII	43·40
	VIII	43·09
	IX	48·57
	X	46·43
	XI	49·02
Zalatna, Ungarn	I	44·04
	II	41·33
Fojnica, Bosnien		38·50

John, Eichleiter.

Schwefelkies von Rio Tinto in Spanien, eingesendet von der chemischen Fabrik in Rannersdorf, Niederösterreich.

Der ursprüngliche Kies enthielt 1·14% Wasser.

Der bei 100° C getrocknete Kies enthielt:

	Prozente
Schwefel	49·65
Kupfer	0·36
Zink	0·51

Außerdem enthielt dieser Kies ziemlich viel Blei sowie Spuren von Arsen und Nickel.

Die in der Fabrik aus obigem Schwefelkies gewonnenen Kiesabbrände enthielten:

	Prozente
Schwefel	2·72
Kupfer	0·60

John.

V. Metalle und Legierungen.

Messing aus den Messingwerken Kramsach-Achenrein in Tirol, eingesendet von C. Kulmiz dortselbst:

	Prozente
Kupfer	67·46
Zink	31·96
Summe	99·42

Das vorliegende Messing enthält außerdem noch etwas Blei und Eisen.

John.

M e s s i n g p r o b e n aus dem obgenannten Werke:

Bezeichnung	Kupfer Prozente	
DM	65·14	
PM	65·26	
S & P	66·02	
EPM	73·28	J o h n.

VI. Kalke, Dolomite, Magnesite, Gipse und Mergel.

K r i s t a l l i n i s c h e r D o l o m i t (Bitterspat) aus dem gräflich S t e r n b e r g schen Steinbruch bei S t e r n b e r g a n d e r S a z a u in Böhmen, notariell entnommen, eingesendet von Oskar B e r l in Wien:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	58·22	32·60 Kalk 25·62 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	36·41	17·34 Magnesia 19·07 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·30	
In Säure unlösliche Bestandteile	5·30	
Summe	100·23	J o h n.

K r i s t a l l i n i s c h e D o l o m i t e von obgenannter Lokalität, amtlich entnommen und eingesendet von dem k. k. Bezirksgericht in Wlaschim in Böhmen:

Nr. 1.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	55·06	30·83 Kalk 24·23 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	42·34	20·16 Magnesia 22·18 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·44	
In Säure unlösliche Bestandteile	2·60	
Summe	100·44	J o h n.

Nr. 2.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	41·55	23·27 Kalk 18·28 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	29·90	14·24 Magnesia 15·66 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·92	
In Säure unlösliche Bestandteile	27·72	
Summe	100·09	J o h n.

Nr. 3.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	59·73	33·45 Kalk 26·28 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	36·92	17·58 Magnesia 19·34 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	1·02	
In Säure unlösliche Bestandteile	2·48	
Summe	100·15	John.

Nr. 4.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	54·94	30·77 Kalk 24·17 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	42·17	20·08 Magnesia 22·09 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	1·02	
In Säure unlösliche Bestandteile	2·08	
Summe	100·21	John.

Nr. 5.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	65·18	36·50 Kalk 28·68 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	10·29	4·90 Magnesia 5·39 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	1·26	
In Säure unlösliche Bestandteile	23·20	
Summe	99·93	John.

Nr. 6.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	59·13	33·11 Kalk 26·02 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	37·76	17·98 Magnesia 19·78 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	1·04	
In Säure unlösliche Bestandteile	2·46	
Summe	100·39	John.

Nr. 7.

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	65·61	36·74 Kalk 28·87 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	30·41	14·48 Magnesia 15·93 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	1·38	
In Säure unlösliche Bestandteile	2·50	
Summe	99·90	John.

Mergel von Putnok im Kom. Gömör, Ungarn, eingesendet von der C. Ritt. v. Wessely'schen Zentralkanzlei in Wien:

		Prozente
In Säure unlöslicher Teil 57·00%	Kieselsäure	43·64
	Tonerde	10·56
	Eisenoxyd	1·70
	Kalk	0·30
	Magnesia	0·54
	Alkalien (Differenz)	0·26
In Säure löslicher Teil 37·17%	Kieselsäure	0·24
	Tonerde	1·92
	Kohlensaures Eisenoxydul	3·48
	Kohlensaurer Kalk	22·14
	Kohlensaure Magnesia	8·84
	Alkalien (Differenz)	0·55
	Wasser chemisch gebunden	5·83
	Summe	100·00

Eichleiter.

Dolomite von Orsova bei Essegg, eingesendet von E. u. J. Gutmann in Wien:

Nr.	Kohlensaurer Kalk Prozente		Kalk Prozente	Kohlensäure Prozente
I	56·61	entsprechend	31·70	24·91
II	53·82	„	30·14	23·68
III	55·07	„	30·84	24 23
IV	52·32	„	29·30	23·02
V	53·21	„	29·80	23·41

Der Rest auf 100 ist vornehmlich kohlensaure Magnesia neben geringen Mengen von in Säure unlöslichen Teilen und Eisenoxyd und Tonerde. John.

Mergel von Vicenza, eingesendet von F. Wertheim & Co. in Wien:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	68·40	38·30 Kalk 30·10 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	12·09	5·76 Magnesia 6·33 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	3·54	
In Säure unlösliche Teile	15·74	
Summe	99·77	

John.

Kalksteine von Andrychow in Galizien, eingesendet von Graf Stephan Bobrowski in Andrychow:

	Prozente	
In Säure unlösliche Teile	5·30	
Eisenoxyd und Tonerde	1·79	
Kohlensaurer Kalk (Differenz)	92·91	52·03 Kalk 40·38 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	Spur	
Summe	100·00	John.

Mergelschiefer von obiger Lokalität:

	Prozente	
In Säure unlösliche Teile	16·60	
Eisenoxyd und Tonerde	3·84	
Kohlensaurer Kalk	79·56	44·55 Kalk 35·01 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	Spur	
Summe	100·00	John.

Kieseliger Kalkstein von obiger Lokalität:

	Prozente	
In Säure unlösliche Teile	26·60	
Eisenoxyd und Tonerde	1·70	
Kohlensaurer Kalk	71·70	40·15 Kalk 31·55 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	Spur	
Summe	100·00	John.

Kalkstein von Tachenstein bei Winzendorf, Niederösterreich, eingesendet von J. Castanien in Wien:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	95·70	53·59 Kalk 42·11 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	1·39	0·66 Magnesia 0·73 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·90	
In Säure unlösliche Teile	1·92	
Summe	99·91	John.

Ätzkalk aus Mannersdorfer Kalkstein, eingesendet von A. Baxa in Wien:

	Prozente	
Kalk	98·37	
Magnesia	0·63	
Eisenoxyd und Tonerde	0·47	
In Säure unlösliche Teile	0·07	
Glühverlust	0·26	
Summe	99·80	John.

Magnesit von St. Lorenzen in Steiermark, eingesendet von der Werkdirektion:

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	97·59	{ 46·47 Magnesia 51·12 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	2·04	{ 1·14 Kalk 0·90 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·08	
In Säure unlösliche Teile	0·04	
Wasser	0·33	
Summe	100·08	

John.

Aus obigem Magnesit erzeugter gebrannter Magnesit enthielt:

	Nr. I	Nr. II
	Prozente	
Magnesia	93·96	90·21
Kalk	2·20	2·02
Eisenoxyd und Tonerde	0·12	1·40
In Säure unlösliche Teile	0·32	0·91
Glühverlust	3·28	5·90
Summe	99·88	100·44

John.

Magnesit vom Semmering, eingesendet von A. Masur in Guntramsdorf:

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	88·24	{ 42·02 Magnesia 46·22 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	1·43	{ 0·80 Kalk 0·63 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	4·72	{ 2·93 Eisenoxydul 1·79 Kohlensäure
Tonerde	0·80	
In Säure lösliche Kieselsäure	0·30	
In Säure unlösliche Teile	4·15	
Summe	99·64	

John.

Magnesit von Oberthal bei St. Kathrein a. d. Laming in Steiermark, eingesendet von Dr. O. Jacobovits in Wien:

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	97·65	{ 46·50 Magnesia 51·15 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	0·57	{ 0·32 Kalk 0·25 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	1·03	{ 0·64 Eisenoxydul 0·39 Kohlensäure
Tonerde	0·19	
In Säure unlösliche Teile	0·66	
Summe	100·10	

John.

Magnesite aus der Umgebung von Dienten in Salzburg, eingesendet von C. Aldenhoven in Brüssel:

Nr. I, Rauegmühle.

	Prozente		
Kohlensaure Magnesia	83·03	39·54	Magnesia
		43·49	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	8·08	4·52	Kalk
		3·56	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	2·48	1·54	Eisenoxydul
		0·94	Kohlensäure
Tonerde	0·48		
In Säure unlösliche Teile	5·83		
Summe . . .	99·90	Eichleiter.	

Nr. II, Ranegmühle.

	Prozente		
Kohlensaure Magnesia	83·80	39·91	Magnesia
		43·89	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	3·09	1·73	Kalk
		1·36	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	6·01	3·75	Eisenoxydul
		2·26	Kohlensäure
Tonerde	0·17		
In Säure unlösliche Teile	6·89		
Summe	99·96	Eichleiter.	

Dolomit von Modereg bei Dienten in Salzburg von demselben Einsender:

	Prozente		
Kohlensaure Magnesia	22·80	10·86	Magnesia
		11·94	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	38·57	21·60	Kalk
		16·97	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	9·41	5·84	Eisenoxydul
		3·57	Kohlensäure
Tonerde	0·02		
In Säuren unlösliche Teile	29·12		
Summe	99·22	Eichleiter.	

Magnesit aus der Umgebung von Aspang, Niederösterreich, eingesendet von Dr. Adolf Braun in Wien:

		Prozente	
Kohlensaure Magnesia	85·97	40·49	Magnesia
		45·03	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	1·72	1·00	Kalk
		0·72	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	5·69	3·53	Eisenoxydul
		2·16	Kohlensäure
Magnesiasilikat (Talk)	6·00	3·32	Kieselsäure
		2·43	Magnesia
		0·25	Wasser
Summe	99·38		Eichleiter.

Magnesite von Breitenau bei St. Erhard nächst Bruck a. d. M., Steiermark, eingesendet von der Graz-Köflacher Eisenbahn- und Bergbaugesellschaft in Graz:

Nr. 1.		Prozente	
Kohlensaure Magnesia	79·17	37·70	Magnesia
		41·47	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	9·14	5·12	Kalk
		4·02	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	10·05	6·24	Eisenoxydul
		3·81	Kohlensäure
Tonerde	1·32		
In Säure unlösliche Teile	0·23		
Summe	99·91		John.

Nr. 2.		Prozente	
Kohlensaure Magnesia	91·06	43·36	Magnesia
		47·70	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	3·68	2·06	Kalk
		1·62	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	4·37	2·71	Eisenoxydul
		1·66	Kohlensäure
Tonerde	0·24		
In Säure unlösliche Teile	0·26		
Summe	99·61		John.

Nr. 3.		Prozente	
Kohlensaure Magnesia	95·21	45·34	Magnesia
		49·87	Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	0·38	0·21	Kalk
		0·17	Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	3·82	2·37	Eisenoxydul
		1·45	Kohlensäure
Tonerde	0·12		
In Säure unlösliche Teile	0·09		
Summe	99·62		John.

Nr. 4.

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	91·10	43·38 Magnesia 47·72 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	3·57	2·00 Kalk 1·57 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	4·27	2·65 Eisenoxydul 1·62 Kohlensäure
Tonerde	0·26	
In Säure unlösliche Teile	0·80	
Organische Substanz	0·10	
Summe	100·10	John.

Nr. 5.

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	67·22	32·01 Magnesia 35·21 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	27·32	15·30 Kalk 12·02 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	3·48	2·16 Eisenoxydul 1·32 Kohlensäure
Tonerde	0·30	
In Säure unlösliche Teile	1·70	
Organische Substanz	0·10	
Summe	100·12	John.

Nr. 6.

	Prozente	
Kohlensaure Magnesia	85·70	40·81 Magnesia 44·89 Kohlensäure
Kohlensaurer Kalk	9·63	5·39 Kalk 4·24 Kohlensäure
Kohlensaures Eisenoxydul	3·77	2·34 Eisenoxydul 1·43 Kohlensäure
Tonerde	0·62	
In Säure unlösliche Teile	0·40	
Organische Substanz	Spur	
Summe	100·12	John.

Kalkstein von Laszki-dolne in Ostgalizien, eingesendet von Alex. Völkel in Guntramsdorf:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	94·80	53·09 Kalk 41·71 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	1·43	0·68 Magnesia 0·75 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	1·30	
In Säure unlösliche Teile	2·10	1·10 Kohlige Sub. 1·00 Kieselsäure
Wasser (hygroskopisch)	0·56	
Summe	100·19	John.

Ätzkalk von Eisenbrod in Böhmen, eingesendet von der Kalkofen- und Schieferbruchgesellschaft dortselbst:

	Prozente
Kalk	82·46
Magnesia . . .	8·57
Eisenoxyd . . .	1·17
Tonerde . . .	3·87
Glühverlust . .	3·82
Summe . . .	99·89

Eichleiter.

Gips von Laszki-dolne in Ostgalizien, eingesendet von Alex. Völkel in Guntramsdorf:

	Prozente	
Schwefelsaurer Kalk	78·62	32·36 Kalk 46·26 Schwefelsäure
Tonerde	0·32	
In Säure unlösliche Teile	0·16	
Wasser	20·90	
Summe . . .	100·00	

John.

VII. Tone und Sande.

Ton von Hölles bei Enzesfeld, N.-Ö., eingesendet von A. Koblicek in Wr.-Neustadt:

		Prozente	
In Salzsäure unlöslicher Teil 54·91	Kieselsäure	42·60	
	Tonerde	10·86	
	Eisenoxyd	0·86	
	Spuren v. Kalk, Magnesia und Alkalien		
In Salzsäure löslicher Teil 38·20	Eisenoxyd	2·90	
	Tonerde	3·68	
	Kohlensaurer Kalk . .	22·68	12·70 Kalk 9·98 Kohlensäure
	Kohlensaure Magnesia	7·88	3·75 Magnesia 4·13 Kohlensäure
	Alkalien (Differenz) .	1·06	
	Wasser	6·89	
	Summe . . .	100·00	

John.

Kalkhältiger Ton von Andrychow in Galizien, eingesendet von Graf Stephan Bobrowski dortselbst:

	Prozente	
In Säure unlösliche Teile	44·64	
Tonerde mit etwas Eisenoxyd	9·76	
Kohlensaurer Kalk (Differenz)	37·00	20·72 Kalk 16·28 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	2·50	1·19 Magnesia 1·31 Kohlensäure
Wasser	6·10	
Summe . . .	100·00	

John.

Sande aus dem Krekatal in Bosnien, eingesendet vom Bosn.-herz. Montanbureau in Wien:

Nr.		Kieselsäure	Eisenoxyd	Tonerde
			Prozente	
I	Straße bei Bukinje	83·80	2·99	6·65
II	Desatinatal hinter Moluhe . . .	91·54	0·76	5·40
III	Sandbruch beim Ziegelschlagplatz	92·64	0·66	4·44
IV	Sandbruch beim Mauthäuschen .	92·34	0·60	5·80
V	Reservoir im Krekatal	93·40	1·02	4·72
VI	Sandbruch ober den Kohlenwerken	94·20	0·50	2·19
VII	Weg nach Krojčica	96·16	0·51	1·40

John.

Magdeburger Sand von obigem Einsender:

	Prozente
Kieselsäure . .	96·80
Eisenoxyd . . .	0·24
Tonerde . . .	0·62

John.

VIII. Wässer.

Wasser aus dem Salzberg von Hall in Tirol, eingesendet von Herrn Josef Bader in Hall i. T. Im Liter Wasser sind enthalten:

	Gramme
Kalk	0·6306
Magnesia	0·4011
Kali	0·0301
Natron	0·1058
Aluminiumoxyd	0·0040
Eisenoxyd	0·0018
Kieselsäure	0·0326
Schwefelsäure	1·5060
Chlor	0·0060
Phosphorsäure	0·0052
Gebundene Kohlensäure .	0·2036
Freie Kohlensäure . . .	0·0020
Gesamtkohlensäure . . .	0·4092

Daraus berechnet sich zu Salzen gruppiert im Liter Wasser:

	Gramme					
Chlornatrium . . .	0·0099	mit	0·0060	Chlor und	0·0039	Natrium
Schwefels. Natron .	0·2302	„	0·1297	Schwefels. u.	0·1005	Natron
Schwefelsaures Kali	0·0557	„	0·0256	„ „	0·0301	Kali
Schwefelsaure Magnesia (Bittersalz) .	1·2033	„	0·8022	„ „	0·4011	Magnesia
Schwefels. Kalk (Gips)	0·9325	„	0·5485	„ „	0·3840	Kalk
Kohlensaurer Kalk .	0·4404	„	0·1938	Kohlens. „	0·2466	Kalk
Kohlens. Eisenoxydul	0·0026	„	0·0010	„ „	0·0016	Eisenoxydul
Phosphors. Tonerde	0·0095	„	0·0050	Phosphors. „	0·0040	Tonerde
Kieselsäure . . .	0·0326					
Summe der fixen Bestandteile . .	2·9167					

Gebundene Kohlensäure .	0·1948
Halb gebundene Kohlensäure	0·1948
Freie Kohlensäure . . .	0·0020
Gesamtkohlensäure . . .	0·3916

Das vorliegende Wasser ist nach der vorstehenden Analyse als ein schwaches Bitterwasser zu bezeichnen, das ziemlich viel Gips beigemengt enthält. Schädliche Stoffe, wie Ammoniak, Salpetersäure, salpetrige Säure und organische Substanzen enthält das Wasser nur in Spuren. John.

Quellwasser aus der Umgebung von Wsetin in Mähren, eingesendet von der städtischen Gemeindeverwaltung von Wsetin. Das Wasser enthält die gewöhnlichen Bestandteile der Quellwässer, das heißt Kalk, Kohlenäure, Magnesia, Kali, Natron, Schwefelsäure, Chlor sowie geringe Mengen von Kieselsäure, Tonerde, Eisen und Phosphorsäure. Es enthält nur sehr geringe Mengen von Salpetersäure und ist frei von organischen Substanzen, Ammoniak und salpetriger Säure.

Die quantitative chemische Analyse ergab folgende Resultate: Im Liter Wasser sind enthalten:

	Milligramme
Kalk	58·50
Magnesia	1·50
Eisenoxyd und Tonerde .	1·00
Kali	11·10
Natron	12·90
Schwefelsäure	9·60
Chlor	0·99
Kieselsäure	8·50
Trockenrückstand	158·90

Aus diesen Zahlen berechnen sich die im Wasser vorhandenen Salze folgendermaßen: Im Liter Wasser sind enthalten:

	Milligramme					
Kohlensaurer Kalk .	104·46	mit 58·50	Kalk	und	45·96	Kohlensäure
Kohlens. Magnesia .	3·15	mit 1·50	Magnesia	u.	1·65	„
Schwefelsaures Kali	20·88	mit 11·28	Kali	und	9·60	Schwefelsäure
Chlornatrium . . .	1·63	mit 0·64	Natrium	u.	0·99	Chlor
Kohlensaures Natron	20·69	mit 12·10	Natron	und	8·59	Kohlenoxyd
Eisenoxyd u. Tonerde	1·00					
Kieselsäure . . .	8·50					
	160·31					

Das vorliegende Quellwasser konnte nach dieser Analyse als Trinkwasser empfohlen werden. John.

IX. Gesteine und Mineralien.

Schwerspat von Bugojno in Bosnien, eingesendet von Hermann Sprung in Bugojno:

	Nr. I	Nr. II
	Prozente	
Schwefelsaurer Baryt	98·90	98·40
Entsprechendes Baryumoxyd	64·95	64·62

Die vorliegenden Schwerspate enthalten nur Spuren von Strontium und Calcium neben ganz geringen Mengen von Kieselsäure, Aluminiumoxyd und Eisenoxyd. John.

Kalksilikatfels von Langenlois, N.-Ö., eingesendet von Josef Koberger in Wien:

	Prozente	
Kohlensaurer Kalk	66·86	37·44 Kalk 29·42 Kohlensäure
Kohlensaure Magnesia	0·99	0·47 Magnesia 0·52 Kohlensäure
Eisenoxyd und Tonerde	0·40	
In Säure unlösliche Bestandteile . . .	30·76	
Alkalien und Wasser (Differenz) . . .	0·99	
Summe . . .	100·00	

John.

Steinmark von Jastralje im Kom. Trencsin, Ungarn, übersendet von Dr. H. Drucker, Wien:

	Prozente
Kieselsäure . .	66·20
Tonerde . . .	17·20
Wasser	10·54

Außerdem sind noch vorhanden: Kalk, Magnesia und Alkalien.
John.

Flußspate von Rabenstein im Sarntal in Tirol, eingesendet von Max v. Isser in Hall i. T.:

	Nr. I	Nr. II
	Prozente	
Calcium	50·86	51·86
Eisenoxyd und Tonerde	1·20	1·92
Fluor (Differenz)	47·74	45·22
Zink	—	0·40
Glühverlust	0·20	0·60
Summe	100·00	100·00

Eichleiter.

Wehrlit (Diallag-Peridotit) aus der nördlichen Umgebung von Erlau in Ungarn:

	Prozente
Kieselsäure	30·90
Titansäure	11·89
Tonerde	1·48
Eisenoxyd	5·92
Eisenoxydul	28·64
Kalk	5·14
Magnesia	15·01
Summe	98·98

Außerdem sind noch ganz geringe Mengen von Alkalien, Phosphorsäure und Schwefel vorhanden, welche Bestandteile nicht quantitantiv bestimmt wurden.

Der vorliegende Wehrlit besteht ebenso wie der typische von Szarvaskő, im wesentlichen aus Olivin, Diallag, Hornblende und viel Titaneisen. John.

Bauxit aus Bosnien, eingesendet vom k. u. k. gemeinsamen Ministerium in Angelegenheiten Bosniens und der Herzegowina:

	Fundorte:			
	Zupanjac	Metalka bajado	Pribojevič Feld	Pribojevič Wald
	Prozente		Prozente	
Tonerde	56·34	53·87	32·68	48·04
Eisenoxyd	29·08	33·20	30·40	30·50
Kieselsäure	0 32	0·84	24·86	9·70
Wasser	14·64	12·46	11·88	12·22
Summe	100 38	100·37	99·82	100·46

John.

Bauxit mit oolitischen Einschlüssen von Prdluhe bei Palez in Bosnien, eingesendet von der Gewerkschaft „Bosnia" in Wien:

	Durchschnittsprobe des Bauxits	Ausgesuchte oolithische Körner	
Kieselsäure	13·18	2·56	
Tonerde	42·20	25·82	
Eisenoxyde	32·70	64·98	
Wasser	11·90	6·90	
Summe . . .	99·98	100·26	John.

X. Diverse Materialien.

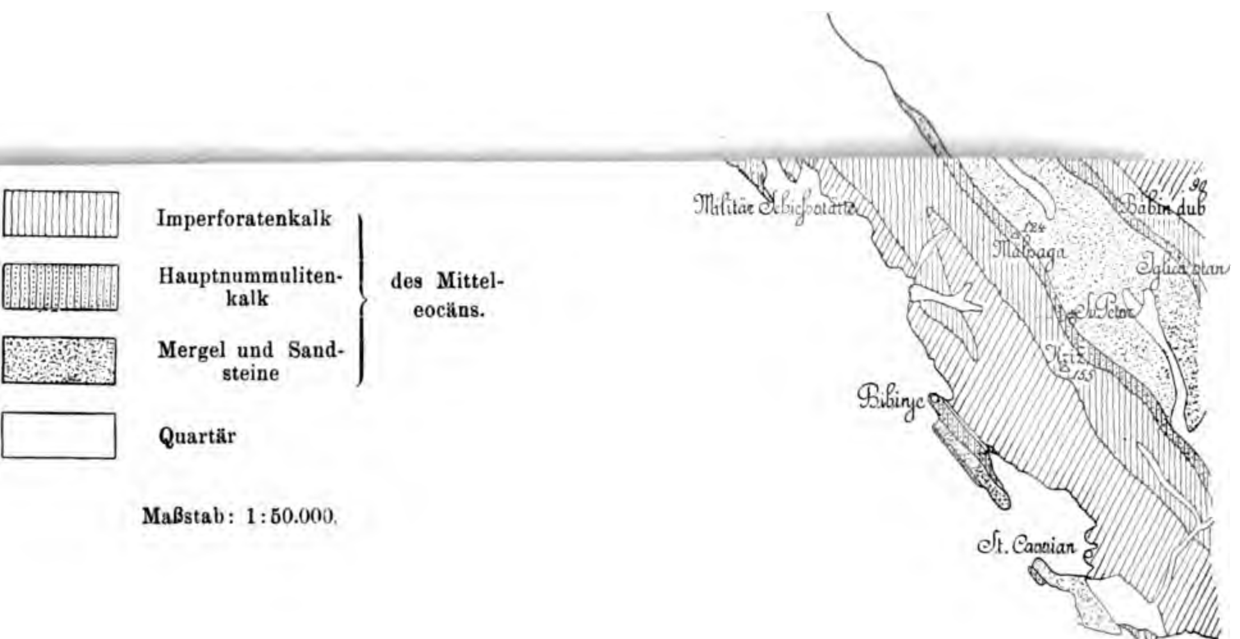
Aschen der Kohlen von Wies in Steiermark:

	Würfelkohle		Grobgrieskohle	
	Prozente			
Kieselsäure	25·76		28·26	
Tonerde	17·20		19·10	
Eisenoxyd	29·20		29·10	
Kalk	11·10		8·70	
Magnesia	2·67		1·79	
Kali	0·66		1·09	
Natron	0·46		0·88	
Schwefelsäure . . .	13·03	(5·21 Schwefel)	11·48	(4·59 Schwefel)
Phosphorsäure . . .	0·19	(0·08 Phosphor)	0·26	(0·11 Phosphor)
Summe . . .	100·27		100·66	John.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

R. J. Schubert: Der geol. Aufbau der Umgebungen von Zara—Nona.

Tafel I.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LVII, 1907.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel II.

Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna.

Erklärung zu Tafel II.

Fig. 1. *Neritina Mariae Hdm.* Vergr. Leobersdorf, Ziegelei Polsterer, grünlichgrauer Sand.

Fig. 2. *Craspedopoma Handmanni n. sp.* Vergr. Leobersdorf, beim „heilsamen Brunnen“, Süßwasserkalk.

Fig. 3. *Pyrgula (Goniochilus) formosa n. sp.* Vergr. Leobersdorf, Ziegelei Polsterer, sandige Zwischenlagen im Tegel.

Fig. 4. *Nematurella pupula Sandbg.* Vergr. Leobersdorf, Ziegelei Polsterer, grünlichgrauer Sand.

Fig. 5. *Melanopsis austriaca Handm.* Natürl. Größe. Leobersdorf, beim „heilsamen Brunnen“ (Handmanns Original).

Fig. 6. *Carychium Sandbergeri Handm.* Vergr. Leobersdorf, Schottergrube.

Fig. 7. *Carychium Sandbergeri Handm.* Vergr. Leobersdorf, Ziegelei Polsterer sandige Zwischenlagen im Tegel.

Fig. 8. *Strobilus tiarula Sandbg.* Vergr. Leobersdorf, beim „heilsamen Brunnen“, Süßwasserkalk.

Fig. 9. *Archaeozonites laticostatus Sandbg.* Natürl. Größe. Leobersdorf, beim „heilsamen Brunnen“, Süßwasserkalk (Sandbergers Original).

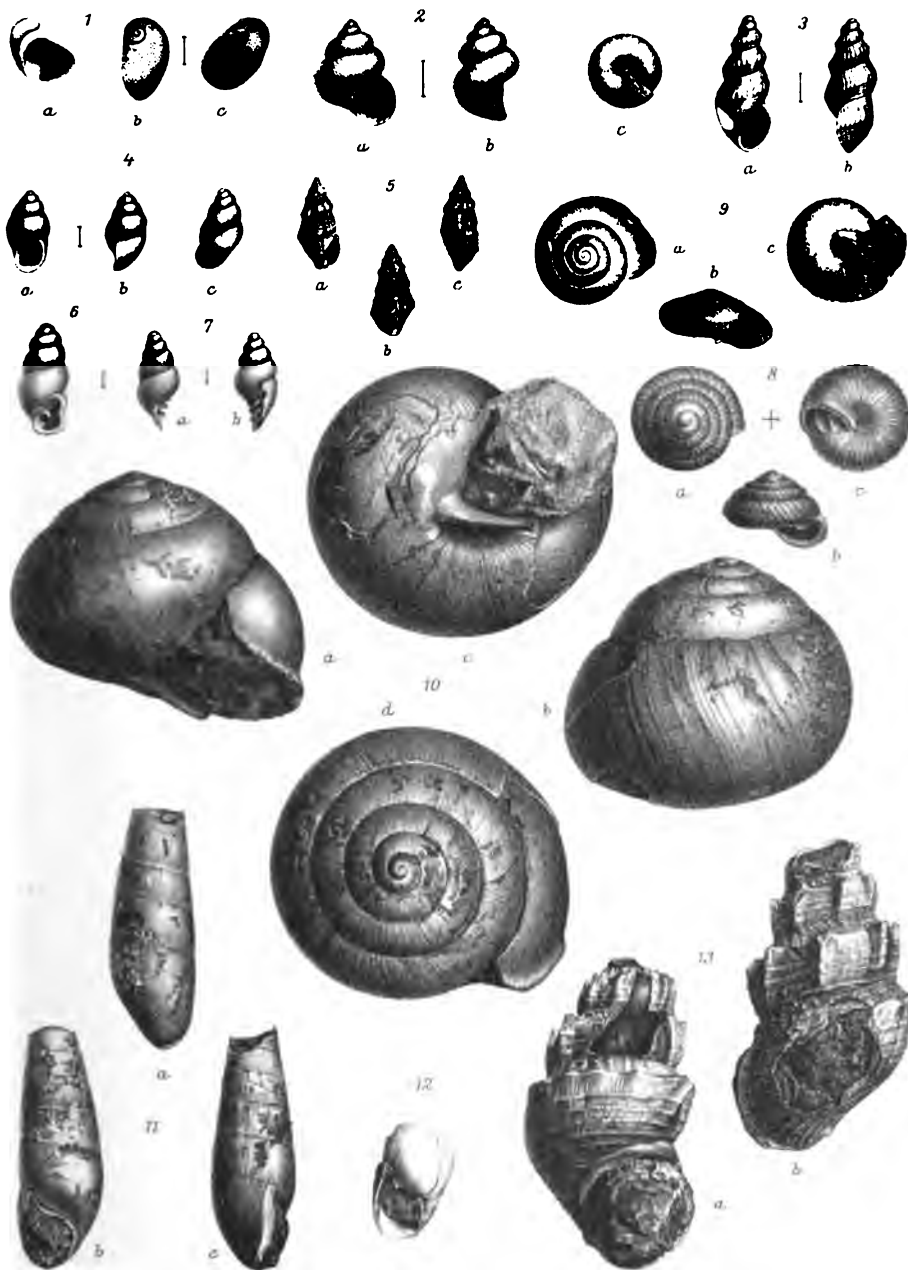
Fig. 10. *Helix Leobersdorfensis n. sp.* Natürl. Größe. Leobersdorf, beim „heilsamen Brunnen“, Süßwasserkalk.

Fig. 11. *Clausilia (Triptychia) Leobersdorfensis n. sp.* Natürl. Größe. Leobersdorf, beim „heilsamen Brunnen“, Süßwasserkalk.

Fig. 12. *Clausilia (Triptychia) Leobersdorfensis n. sp.* Natürl. Größe. Sollenau, Kohlenbergwerk.

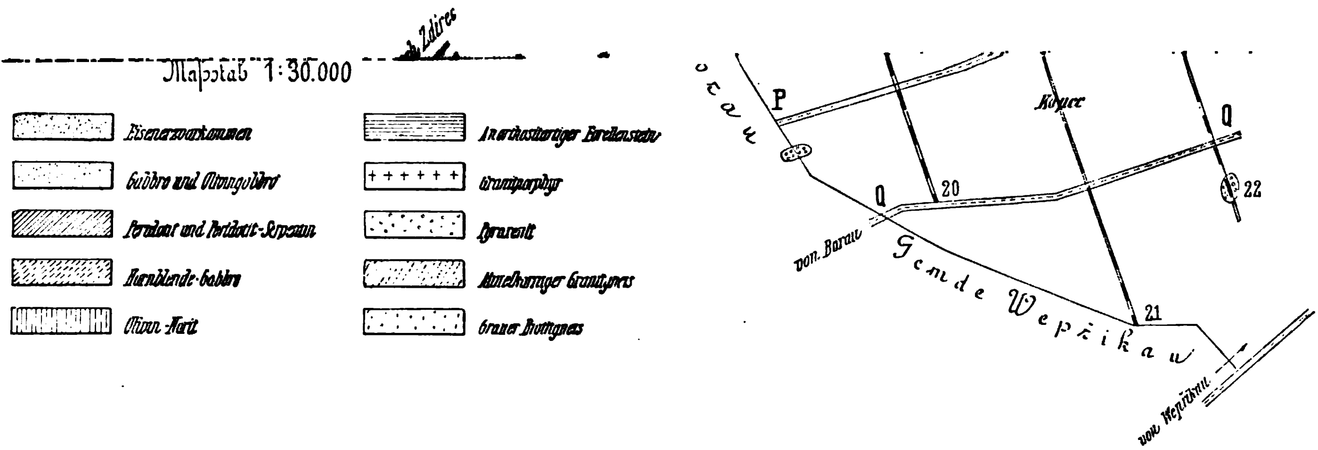
Fig. 13. *Melanatria fluminciformis n. sp.* Natürl. Größe. Leobersdorf, beim heilsamen Brunnen“, Süßwasserkalk.

Die Originale zu Abbildung Fig. 1—4, 7, 8 und 12 befinden sich in meinem Besitz, jene zu Fig. 5, 9, 10 und 13 gehören dem Naturalienkabinett zu Kalksburg, jene zu Fig. 7 und 11 den Herren Prof. Rzehak in Brünn und Prof. Handmann in Linz-Freinberg.



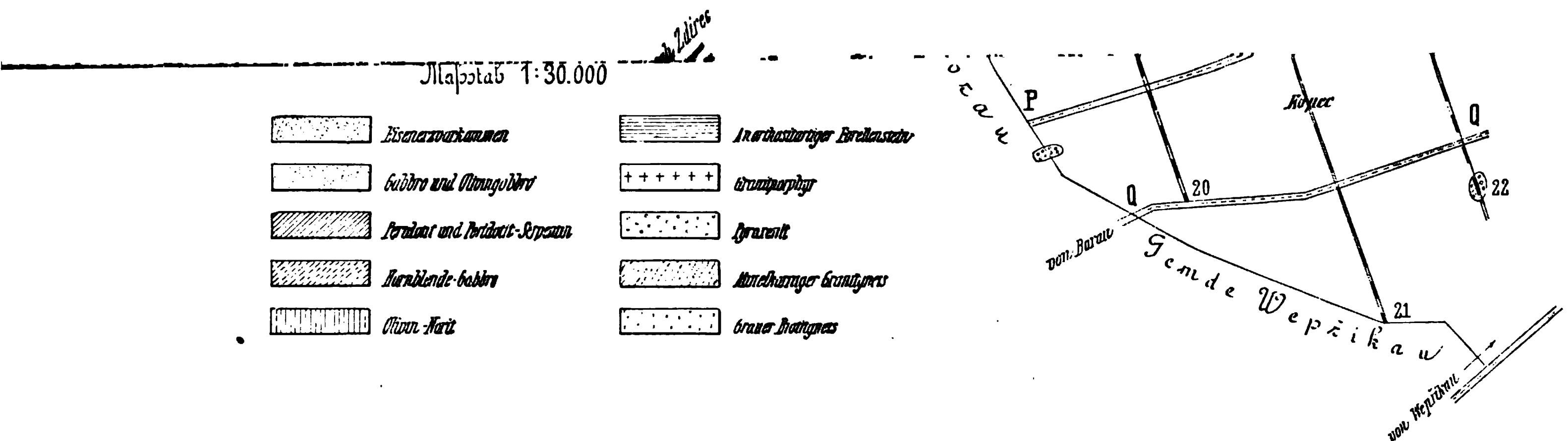
J. Fleischmann, n. d. Nat. a. Stein gez. Druck von Alb. Berger, Wien, VIII.

Dr. K. Hinterlechner: Geol. Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. Tafel III.

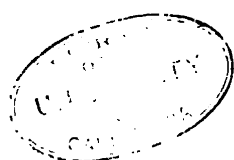


Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LXII, 1907.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 28.

Dr. K. Hinterlechner: Geol. Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod. Tafel III.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LXII, 1907.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Tafel VI.

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod.

Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1. Weißer Gneis, granulitähnlich. Die grauen Stellen sind nur Feldspat; die schwarzen sind zum Teile Quarz (Text pag. 224 ff). × Nic. Vergr. Obj. Fuess 2. Ocul. Zeiss A. A.

Fig. 2. Grauer Biotitgneis mit runden Feldspäten. In der Mitte eine scharfbegrenzte Feldspatlinse. Die großen, grauen Stellen rechts und links davon sind Teile von Feldspatkörnern (zum Teile auch rund). Die hellsten, großen Stellen sind Quarze (nur zum Teile Aggregate!). Zwischen den Feldspäten ziehen sich Stränge von Muskovit und Biotit durch (Text pag. 296). Vergr. Ok. Fuess 2, Obj. Zeiss A. A.

Fig. 3. Biotitgneis mit runden Feldspäten (die beiden großen grauen Stellen). Die dunklen Streifen sind Biotite, die zu Strängen angeordnet sind. Die sonstigen hellen Stellen sind noch Quarz (Text pag. 295). × Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss A. A.

Fig. 4. Grauer Zweiglimmergneis südlich von der Schießstätte bei Chotěboř (Text pag. 296). Links (zum Teile oben), rechts oben und unten scharf begrenzte, kaolinisierte, runde Feldspäte. Sonst zum großen Teile ein Quarzaggregat. × Nic. Vergr. Fuess Ok. 2. Zeiss Obj. A. A.

Fig. 5. Material wie für Fig. 4 nur von einer anderen Stelle des Schliffes (Text pag. 296). Drei große, infolge Kaolinisierung wolkig getrübte, runde, scharf begrenzte Feldspäte. Links unten größere Muskovitschuppe; dunkle Stränge bestehen aus Biotitlamellen. Helle Stellen sind Quarzaggregate. Ohne Nic. Vergr. Fuess Ok. 2. Zeiss Obj. a_2.

Fig. 6. Biotitgneis unter dem Friedhofe von Přibislau im Tale bei Dobra (Text pag. 298). Große, helle Stellen am rechten und linken Rande sind runde, scharfbegrenzte Feldspäte. Die dunklen Stellen sind Biotit. Die sonstigen hellen Punkte sind größtenteils Quarz. Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2, Obj. Zeiss A. A.

Tafel IV.

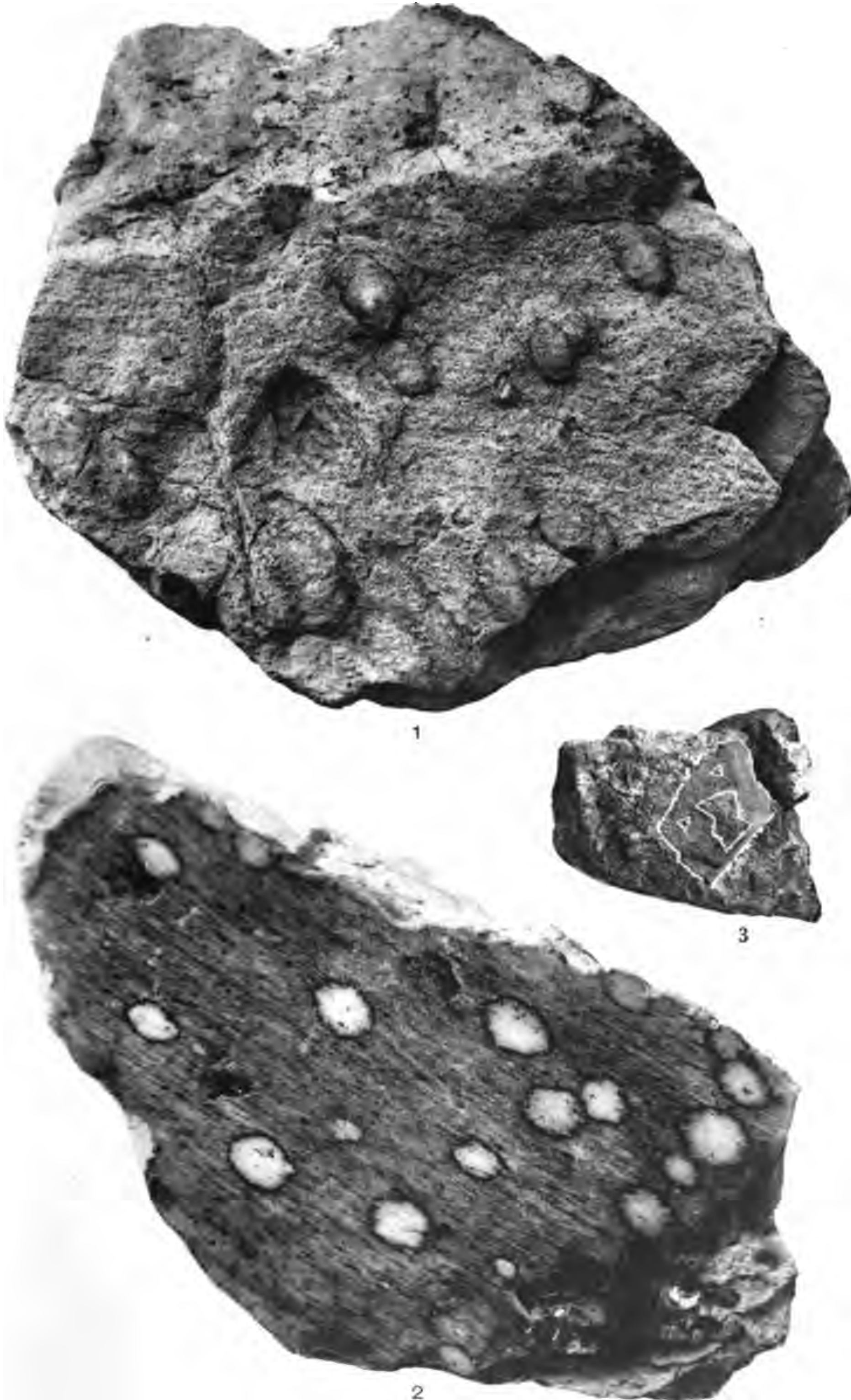
Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod.

Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1. Quarzsillimanitknauernführendes Gestein aus der Gegend westlich von Chrast. Ansicht im Hauptbruche. Das Gestein weist im Bilde 9 deutlich hervortretende Quarzsillimanitlinsen, und zwar vier am unteren Rande, vier in der Mitte, beziehungsweise etwas rechts oben und eine am äußersten linken, ganz geradlinig verlaufenden Rande. In Wirklichkeit lugen noch drei Linsen teilweise aus der sie umgebenden Masse heraus: eine in der Gegend des unteren. eine in jener des linken Eckes und eine rechts von der Mitte des Bildes. Etwas links unter der Mitte des Bildes erscheint in diesem eine etwas verschwommene Stelle; es ist dies eine infolge der Auswitterung einer Linse entstandene, flache Höhlung. — Vergrößerung 62:100 der natürlichen Größe (cf. pag. 238 ff).

Fig. 2. Quarzsillimanitknauernführendes Gestein von der Lokalität östlich Rosenmühle bei Deutschbrod. Ansicht im Querbruche (Schliffläche). Die hellen Flecke sind Querschnitte durch Fibrolithknauern. An den dunklen Stellen sieht man darin den Biotit. (Besonders in den rechts liegenden Linsen deutlich zu sehen.) Der schwarze Rand der Linsen ist ihr Biotitmantel. Vergrößerung 62:100 der natürlichen Größe (cf. pag. 244 ff).

Fig. 3. Tonschiefereinschluß in einem gneisartigen Gesteine. Der Tonschiefer ist (trapezoidisch) weiß umrandet. Dimensionen desselben 12:16, beziehungsweise 15:20 *mm*. In den Dreiecken und an der Stelle der unregelmäßigen Figur (alles weiß umrandet) haftet am Tonschiefer noch die gneisartige Substanz der Unterlage (natürliche Größe) (cf. pag. 271).



1

3

2

Photogr. u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel V.

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod.

Erklärung zu Tafel V.

Fig. 1. Roter Zweiglimmergneis aus dem Doubravkatale (Sokolovec). Quarz und Feldspat mit im Bilde nicht gut erkennbaren Muskovit-(Sericit)spuren (Streifen in der linken Bildhälfte). Verzahnung der Elemente ╳ Nic. Verg. Fuess Ocul. 2. Zeiss Obj. A. A. (cf. pag. 152).

Fig. 2. Grauer Zweiglimmergneis westlich von Chotěboř. Mit Pflasterstruktur im Gegensatze zu Fig. 1. Optische Verhältnisse wie bei Fig. 1. Im Bilde erscheinen Quarz und Feldspat (cf. pag. 213).

Fig. 3. Biotitgneis, nordöstlich von Deutschbrod, südlich von Břevnic, östlich von der Straße zwischen diesen Orten, beziehungsweise westlich von der Bahnstrecke. Im Bilde erschienen Quarz, Feldspat, Biotit. Der Feldspat ist zum größten Teile ungestreift. Dies der Typus der Strukturverhältnisse im Biotitgneise (Pflasterstruktur). Optische Verhältnisse wie bei Fig. 1 (cf. pag. 246).

Fig. 4. Grenze zwischen einer Fibrolithknauer (rechte Bildhälfte) und dem einschließenden Gesteine (linke Hälfte). Der Biotitstreifen in der Mitte ist die „Biotit"haut (cf. Text pag. 242 und 246). Vergrößerung Ok. Fuess 2, Obj. Zeiss a_2; ohne Nic.

Fig. 5. Grenze zwischen einer Fibrolithknauer (linke untere Hälfte) und dem einschließenden Gesteine (rechte obere Hälfte). Die Grenze (Streifen in der Mitte des Bildes) wird von Muskovit (Sericit) gebildet (Text pag. 247). ╳ Nic.; sonstige optische Verhältnisse wie bei Fig. 4.

Fig. 6. Grenze zwischen einer Fibrolithknauer (untere Bildhälfte) und dem einschließenden Gesteine (obere Bildhälfte). Lage der Schieferungsebenen *a*) in der Knauer von oben nach unten, *b*) im einschließenden Gesteine von links oben nach rechts unten (cf. Text pag. 247). Optische Verhältnisse wie bei Fig. 4.



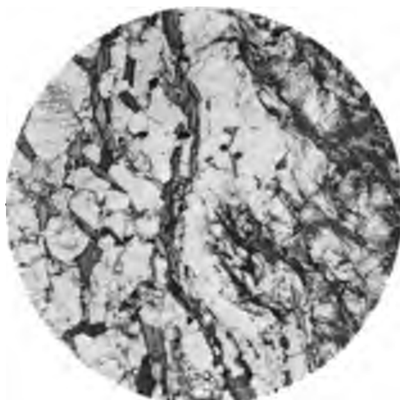
1



2



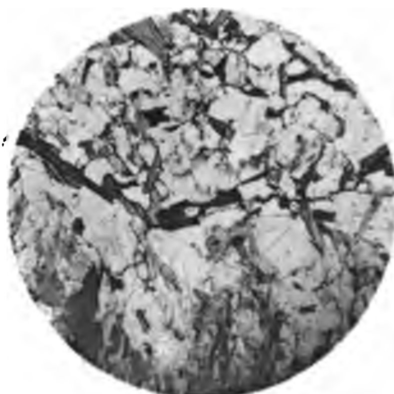
3



4

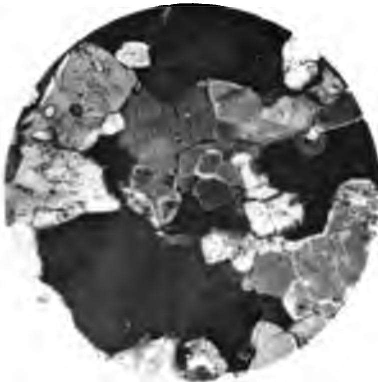


5

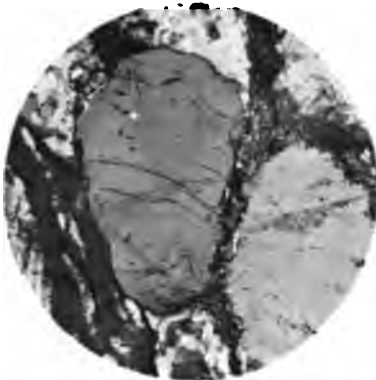


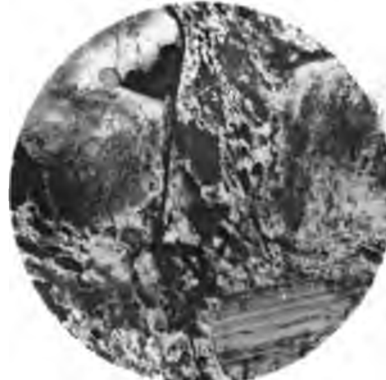
6

Autor phot. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

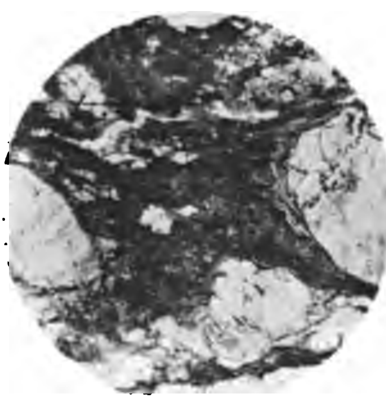

1


2

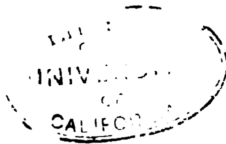

3


4


5


6

Autor phot. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Tafel VII.

Geologische Verhältnisse im Gebiete des Kartenblattes Deutschbrod.

Erklärung zu Tafel VII.

Fig. 1. In der Mitte ein runder, kaolinisierter Feldspat in einer „Grundmasse", die aus einem Quarzaggregate und Biotit- sowie aus Muskovitspuren besteht (cf. Text pag. 278). X Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss C.

Fig. 2. Große runde Feldspäte in Quarz, Feldspat und Glimmer-(Muskovit + Biotit)gemenge (Text pag. 282). Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss a_3.

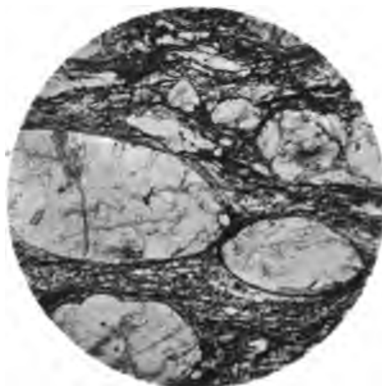
Fig. 3. Ein einzelner, runder Feldspat aus demselben Materiale. Man beachte die scharfe, schön gebogene Grenze und das Fehlen jeder Verdrückungserscheinung (Text pag. 282). X Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss A, A.

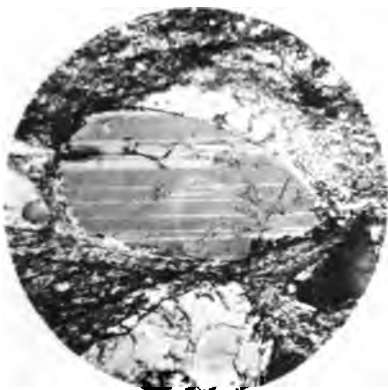
Fig. 4. Ein scharfbegrenztes, kaolinisiertes Feldspatgerölle in einer phyllitartigen Masse, die aus Quarz, Sericit, Kaolin und einer dunklen Substanz besteht (Text pag. 291). Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss C.

Fig. 5. Feldspatgerölle in einer „Grundmasse", die aus Quarz, Feldspat und sehr feinen Biotit- und Chloritlamellen besteht (Text pag. 284). Ohne Nic. Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss A. A.

Fig. 6. Die rechte Hälfte im Bilde stellt eine Grenzpartie des (dunklen) Einschlusses, die linke des (hellen) einschließenden Gesteines vor. Die Grenze geht durch die Mitte (cf. Text pag. 292). Vergr. Ok. Fuess 2. Obj. Zeiss a_3.


1


2


3


4


5


6

Autor phot. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel VIII.

Vierhörnige Schafe.

Aus dem diluvialen Lehm von Reinprechtspölla (N.-Ö.), und von der Einmündung der Wien in den Donaukanal.

Erklärung zu Tafel VIII.

Fig. 1. *Ovis quadricornis Reinprechtspöllaensis Toula*. Von rückwärts. 1/2·4 natürlicher Größe.

Fig. 2. Von vorn.

Fig. 3. Von der Seite.

Von Reinprechtspölla bei Eggenburg.

Original im Krahulets-Museum zu Eggenburg.

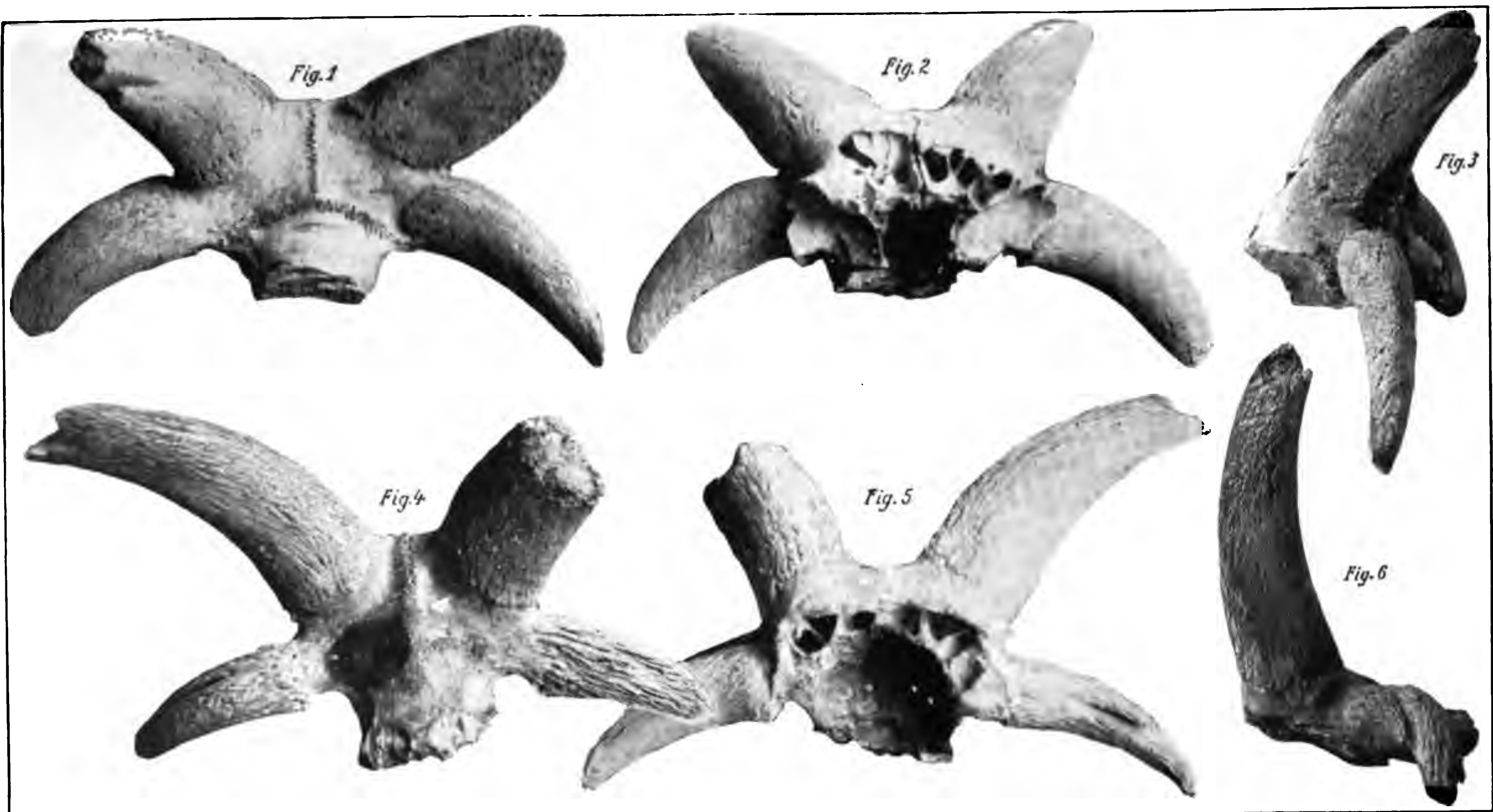
Fig. 4. *Ovis quadricornis Vindobonensis Toula*. Von rückwärts. 1/2·4 natürlicher Größe.

Fig. 5. Von vorn.

Fig. 6. Von der Seite. (Konnte des Raumes wegen leider nicht mit Figur 3 in parallele Stellung gebracht werden.)

Von der Einmündung der Wien in den Donaukanal.

Original im k. k. naturhistorischen Hofmuseum. Zool. Abteilung.



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LVII, 1907.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.



Zur Säugetierfauna der Eibiswalder Schichten.

Von **A. Zdarsky.**

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. IX).

Vor einiger Zeit beschrieb Hofmann[1]) einen Raubtierrest aus den Eibiswalder Schichten, und zwar von Wies, als *Trochictis cf. hydrocyon P. Gerv.*, welche Art bisher aus diesen Schichten nicht bekannt war. Nachdem nun einerseits von dieser *Trochictis*-Art überhaupt nur spärliche Funde vorliegen, welche insbesondere die Oberkieferbezahnung im Ungewissen lassen, anderseits meine bezüglichen Neuerwerbungen das von Hofmann beschriebene Vorkommen erwähnter Art in den Eibiswalder Schichten zu bestätigen und eine Vervollständigung der Kenntnis dieser Spezies überhaupt zu verleihen vermögen, so sehe ich mich veranlaßt, auf Grund der mir vorliegenden Reste eine Beschreibung zu geben, welche das bisher über diese Art Bekannte ergänzen soll.

Ich bemerke noch, daß diese Reste speziell von Feisternitz bei Eibiswald stammen dürften, nachdem sie einer vor längerer Zeit an dieser Lokalität gesammelten Suite von Säugetierresten angehören, welche erst jetzt zugänglich wurde.

Trochictis hydrocyon P. Gerv.

(Taf. IX, Fig. 1—7.)

Es liegen Reste von zwei Individuen vor: von dem einen der rechte Unterkieferast mit nahezu vollständig erhaltener Bezahnung, von dem anderen die beiden Unterkieferäste sowie ein großer Teil der rechten Oberkieferbezahnung und der Eckzahn mit einem Schneidezahn der linken Oberkieferhälfte. Leider haben die Reste des zweiterwähnten Individuums dadurch gelitten, daß der Schädelrest und die Unterkieferäste stark verdrückt und ineinander gepreßt waren. Dieses Fundstück scheint den anhaftenden Kohlenstückchen nach aus dem Flöz selbst zu stammen, während der ersterwähnte Rest in einem schiefrigen Sandstein eingebettet lag.

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, LV. Bd.: A. Hofmann, Säugetierreste von Wies.

Unterkiefer.

Von den Inzisiven sind in dem einen rechten Aste zwei vollkommen intakt; daß noch ein dritter vorhanden war — wie ja wohl anzunehmen ist — ist aus diesem Reste trotz seiner guten Erhaltung nicht zu konstatieren, denn es finden sich weder Überbleibsel von diesem selbst, noch auch die Spur einer Alveole. Die vorhandenen I_2 und I_3 sind kräftig gebaut, der zweite Schneidezahn etwas in die Länge gezogen, nach vorn ansteigend und hier von einem stumpfen Kegelchen gekrönt. Der dritte Inzisiv ist mehr knopfförmig. Die beiden Zähne sind nebeneinander angeordnet. Die Länge des I_2 beträgt 4·8 *mm* bei einer Breite von 3 *mm*, I_3 hat einen Längsdurchmesser von 4 *mm*.

Der Eckzahn entspricht der Beschreibung, wie sie uns Hofmann l. c. gibt, vollkommen, nur möchte ich nochmals betonen, daß er am Wurzelhalse außerordentlich kräftig entwickelt ist, seitlich komprimiert und stark nach hinten gebogen erscheint. Am rückwärtigen Teile weist er innen eine von der Wurzel zur Zahnspitze abnehmende Leiste des Schmelzbleches auf. Länge des Zahnes (an beiden Exemplaren nahezu übereinstimmend) 9·3 *mm*, Breite 6·5 *mm*, also beide Exemplare um Geringes schwächer als das von Hofmann beschriebene. Die Höhe, nur an dem einen Zahne meßbar, ist 14 *mm*.

Der erste Prämolar scheint, der Lage der Alveole nach, nahe am Canin angeschlossen zu haben. Leider ist er in keinem der drei vorliegenden Kieferäste erhalten. Er ist einwurzlig.

Der zweite Prämolar, dem ersten dicht folgend, ist, wie auch die zwei übrigen, zweiwurzlig. Die Spitze stellt uns einen seitlich zusammengedrückten Kegel dar, der ein wenig nach rückwärts geneigt ist. Die Basis dieses Kegels ist der ganzen Länge nach von einem Wulste eingesäumt, der insbesondere an der Innenseite kräftig entwickelt ist. Hinten schweift derselbe unter die Basisebene der Kegelspitze hinab und schafft dadurch dem Zahn nach rückwärts einen verbreiterten Anhang. An der Außenseite erscheint der Wulst stärker hinabgezogen als innen, was dem Zahn in diesem Teile ein unsymmetrisches Aussehen verleiht. Gekrönt wird dieser Anhang von einem schwachen Zacken an der hinteren Zahnkante. Das Schmelzblech dieses sowie der anderen Prämolaren zeigt nur geringe Fältelung.

Der dritte Prämolar gleicht in seiner Form nahezu dem zweiten, nur ist der Nebenzacken am hinteren Zahnkamme stärker entwickelt. An der vorderen Umbiegung entwickelt sich aus dem Basalwulste ein kleiner Hügel.

Der vierte Prämolar ist an dem besterhaltenen Kieferreste ausgebrochen. Die beiden anderen Kieferäste zeigen ihn von einer den vorhergehenden Prämolaren analogen Form, nur zeichnet er sich durch bedeutendere Größe aus.

Die Reihe der Prämolaren ist dicht geschlossen, so zwar, daß der nach unten abschweifende, rückwärtige Teil vom Basalwulst des vorhergehenden Zahnes nahezu unter den vorderen Rand des nächstfolgenden greift. Von einer schrägen Stellung des zweiten Prämolars

im Kiefer, wie sie Gervais[1]) und Filhol[2]) von dem Reste aus Sansan berichten, kann bei vorliegenden Exemplaren nicht gesprochen werden.

Der Reißzahn ist langgestreckt und trägt einen Vorder-, einen Außen- sowie einen Innenzacken und einen Talon. Der Außenzacken ist, wie auch der Innenzacken, von kegeliger Form und ist mit dem Vorderzacken durch eine nach innen sanft abfallende Schneide verbunden. Der Innenzacken ist niedriger und gegenüber dem Außenzacken etwas nach rückwärts versetzt. Diese vordere Zahnpartie ist von dem stark entwickelten Talon durch ein tiefes Quertal geschieden. Der Talon selbst nimmt nahezu ein Drittel der Zahnlänge in Anspruch und zeigt bei dem einen Exemplar auf seinem äußeren, schneidenden Rand eine kleine Einkerbung. Nach innen fällt diese Schneide sehr sanft ab und wird hier unten von dem nahezu den ganzen Zahn umziehenden Basalwulst überrandet.

Dieser Zahn zeigt eine völlige Übereinstimmung mit dem gleichnamigen am Reste von Sansan — den Beschreibungen und Abbildungen von Gervais und Filhol nach — sofern man die von Gervais erwähnte Abnutzung des vorderen Zackens am Exemplar von Sansan berücksichtigt.

Der zweite Molar, ein einwurzliger Stiftzahn, zeigt im verkleinerten Maßstabe dasselbe Bild des *R*; auch er hat einen allerdings sehr niedrigen Vorderzacken, einen höheren Außen- und einen kleineren Innenzacken und einen Zacken im Talon. Letzterer ist jedoch nicht in die Länge gezogen, so zwar, daß dieser Zahn von oben gesehen einen nahezu kreisförmigen Umriß zeigt. Auch er ist von einem Basalwulste umsäumt.

Die Dimensionen der Prämolare und Molare, denen ich zum Vergleiche jene Filhols und Hofmanns beigebe, sind wie folgt:

		P_2	P_3	P_4	M_1	M_2
		Millimeter				
Filhol l. c. *Trochictis hydrocyon Gerv.* Sansan	Länge	—	—	8	13	—
	Breite	—	—	4	6	—
Hofmann l. c. *Trochictis cf. hydrocyon Gerv.* Wies	Länge	6·5	9·0	10·0	—	—
	Breite	—	5·0	5·0	—	—
Taf. IX, Fig. 1—3 *Trochictis hydrocyon Gerv.* Feisternitz	Länge	7·5	8·5	—	14·2	7·0
	Breite	4·8	5·0	—	6·5	5·0
Taf. IX, Fig. 4 *Trochictis hydrocyon Gerv.* Feisternitz	Länge	7·0	? [3])	10·2	14·0	? 5·8 [3])
	Breite	3·3	?	4·8	? [3])	?

[1]) P. Gervais, Zoologie et Paléontologie françaises, 2. édition, pag. 248, pl. XXIII, fig. 2.

[2]) Annales des sciences géologiques, tome XXI, M. H. Filhol, Études sur les Mammifères fossiles de Sansan, pag. 87, pl. V, Fig. 19—21.

[3]) Der Zahn ist für diese Messung wegen schlechter Erhaltung unbrauchbar.

Der Kieferkörper selbst ist von kurzem plumpen Bau, seitlich flach gedrückt, vorn verdickt und verläuft am unteren Rande gerade. Die Symphyse endet im nach vorn ansteigenden Unterrande in der Richtung unter der Spitze des zweiten Prämolars. Das Foramen mentale befindet sich unter der ersten Wurzel desselben Zahnes. Die Höhe des Kiefers unter dem zweiten Prämolar beträgt 19 *mm*, die Dicke ebenda 10 *mm*, unter dem zweiten Molar 17 und 8 *mm*. Die Länge der ganzen Zahnreihe vom rückwärtigen Teil des Wurzelhalses des Eckzahnes gemessen bis einschließlich zum zweiten Molar beträgt 46 *mm* bei dem einen und 44 *mm* bei dem anderen Individuum (gegenüber „Sansan" 45 *mm*), die Länge der Prämolarreihe in beiden Fällen 27 *mm*, der Molare 19 und 18 *mm*.

Aus dem

Oberkiefer

(Taf. IX, Fig. 5—6)

sind uns folgende Reste erhalten: der dritte linksseitige Inzisiv mit Fragmenten anderer Schneidezähne, die beiden Eckzähne und die Prämolarreihe der rechten Kieferhälfte, sämtlich dem Individuum zugehörig, von welchem auch beide Unterkieferäste erhalten sind. Von allen diesen Zähnen befinden sich nur der erwähnte Schneidezahn und der linke Eckzahn in ihrer natürlichen Stellung zueinander in einem Teile des Zwischenkiefers.

An dem Inzisiv — I_3 — fällt die kräftige Entwicklung auf; er ist seitlich zusammengedrückt, nach rückwärts gekrümmt und sanft nach außen gebogen. Seine Länge und Breite, am Wurzelhalse gemessen, beträgt — soweit sich die Masse des teilweise abgesprungenen Schmelzblechs wegen einigermaßen richtig ergänzen lassen, — 6 und 5 *mm*. Die Stellung dieses Zahnes sowie des Eckzahnes in dem Zwischenkiefer, die Form des Zwischenkiefers, von dem die an der Begrenzung der Nasenhöhle teilnehmende Partie vorhanden ist, sowie auch die Gestalt des Unterkiefers in der Symphysengegend lassen unsere Art sehr stumpfschnauzig erscheinen, ein Charakter, der in diesem Formenkreis nicht befremdend ist.

Die Eckzähne sind konisch, seitlich komprimiert und schwach nach rückwärts gekrümmt. Das Schmelzblech ist besonders an der Innenseite des Zahnes der Länge nach gefältelt. Am Wurzelhalse ist die Zahnlänge 10 *mm*, die Breite 6·5 *mm*, die Länge von der Spitze zum Wurzelhalse mißt 17 *m*.

Die nun folgenden (rechtsseitigen) Prämolare sind, ursprünglich in die wirr zusammengepreßte Knochenmasse des Schädelrestes eingedrückt, einzeln herauspräpariert worden und daher nur lose erhalten.

Der erste Prämolar ist kegelförmig, seitlich stark komprimiert und scheint durchweg von einem Basalbande umgeben gewesen zu sein. Am vorliegenden Exemplar ist der vordere Teil dieser Wulst abgebrochen. An der Basis dieser kegeligen Spitze erscheint der Zahn gegen innen etwas verbreitert, — sofern diese Verbreiterung nicht eine Folge der erlittenen Quetschung ist, — und hier ist das Schmelzblech gefältelt. Über dem Basalwulst befindet sich am hinteren Zahn-

kamme ein kleines Hügelchen, dem flüchtigen Beschauer kaum bemerkbar. Die Länge dieses Zahnes dürfte etwa 8 *mm*, die Breite 5—6 *mm* betragen haben.

Der zweite Prämolar ist von ähnlicher Form; auch er läßt an der Basis seiner Innenseite deutlich eine kleine Verbreiterung erkennen, welche, wie der ganze Zahn, vom Basalbande umrandet ist. Am hinteren Zahnkamm ist über dem Wulst ein kleiner Zacken deutlich erkennbar, von einer Art Talon aber, wie ihn nach Filhol[1]) der gleichnamige Zahn von *Potamotherium Valetoni Geoffr.* besitzt, kann bei dieser der erwähnten sonst in mancher Hinsicht ähnlichen Spezies nichts bemerkt werden. Die Dimensionen sind um weniges größer als die des vorhergehenden Zahnes.

Vom dritten Prämolar ist nur die Basis mit den beiden Wurzeln, eingesäumt in einer kleinen Partie vom Basalbande, vorhanden. Auch hier zeigt sich die Ausbuchtung nach innen, und zwar in bedeutenderem Maße.

Der Reißzahn wird von dem Hauptzacken mit der daran anschließenden Schneide sowie dem nach innen vorspringenden Talon gebildet. Letzterer ist am vorliegenden Exemplar abgebrochen. Die Spitze des Hauptzackens hat die Gestalt der vorhergehenden Prämolaren; die rückwärtige Zahnkante ist steiler als die vordere und an sie schließt sich unter einem stumpfen Winkel die lappenartige Schneide, welche sowohl innen wie auch außen an der Basis von einem kräftigen Wulste abgeschlossen wird. Auch der Hauptzacken erscheint außen von einem Basalbande eingesäumt; der Innentalon ist den Bruchflächen nach von bedeutender Größe gewesen und dürfte sich vom Vorderrande des Hauptzackens bis zur nachfolgenden Schneide ausgedehnt haben. Im wesentlichen dürfte dieser Zahn dem gleichnamigen von *Potamotherium Valetoni* geglichen haben. Die Länge unseres Zahnes beträgt 14 *mm*, die Breite der rückwärtigen Schneide 5·5 *mm*, die Höhe des Hauptzackens etwa 9 *mm*.

Vom Molar ist nur ein unbedeutender Rest vorhanden, dem sich nichts Näheres entnehmen läßt. Hofmann beschreibt denselben l. c. wie folgt:

„Der dem Reißzahn folgende Molar zeigt einen rechteckigen Querschnitt; die Außenseite trägt zwei starke Höcker und innen einen ziemlich breiten, vertieften Talon, der von einem Basalwulst umgeben ist. Innerhalb dieses Talons ist etwa in der Mitte der rückwärtigen Seite ein Sekundärhöcker vorhanden. Die Länge beträgt 10 *mm* und die Breite 14·5 *mm*.“

Von einem zweiten Molar finden sich auch im vorliegenden Falle keine Reste vor.

Die erwähnten, von Hofmann beschriebenen Reste aus Wies gleichen — soweit deren Erhaltungszustand einen Vergleich zuläßt — den vorliegenden vollständig und sind mit den unseren in einer Art zu vereinen. Wir können daher die in zitierter Beschreibung aufgestellte Zahnformel für diese Spezies ergänzen und schreiben hierfür

---

[1]) Annales des sciences géologiques, tome X: M. H. Filhol, Étude des Mammifères fossiles des Saint Gérand le Puy; pag. 58, pl. 7—9.

$$\frac{3}{3}, \frac{1}{1}, \frac{4}{4}, \frac{1}{2}.$$

Filhol erwähnt l. c., daß daß der Unterkiefer von *Trochictis hydrocyon* mit dem von *Lutra Valetoni* (*Potamotherium Valetoni*) Ähnlichkeiten aufweise. Diese Ähnlichkeit bestätigt sich auch an vorliegenden Resten, wie durch direkten Vergleich mit den von Hofmann[1]) als *Lutra Valetoni* beschriebenen Resten aus Voitsberg konstatiert werden konnte. Jedoch unterscheiden sie sich von diesen sowohl wie insbesondere von dem Reste aus Saint-Gérand-le-Puy durch den plumperen Bau des Unterkiefers, durch eine viel kräftigere Entwicklung der Eckzähne, durch die Stellung der Schneidezähne, sowie — wesentlich — durch die bedeutende Verschiedenheit in den Dimensionen der einzelnen Zähne und Zahnreihen. Der Unterschiede in den einzelnen Zahnformen wurde bereits früher gedacht. Eine Vereinigung der vorliegenden Reste mit dieser Spezies erscheint daher nicht tunlich, vielmehr weisen alle Charaktere auf eine *Trochictis*-Art; von diesen stimmt aber *Trochictis hydrocyon* in Zahnformen und Abmessungen mit unserer Art, wie bereits im Text ersichtlich gemacht wurde, so wünschenswert überein, daß wir sie mit ihr vereinigen können.

Im Anschlusse bringe ich aus der eingangs erwähnten Suite von Säugetierresten aus Feisternitz noch einige zur Besprechung, welche allgemeineres Interesse zu beanspruchen imstande sind, und zwar Reste von größeren *Palaeomeryx*-Arten.

Palaeomeryx Bojani H. v. M.

(Taf. IX, Fig. 8.)

Das vorliegende Fundstück ist ein Rest des linken Unterkieferastes mit dem zweiten und dritten Molar. Wenn auch beide Zähne mehr oder minder beschädigt und stark abgekaut sind, so zeigen sie doch noch deutlich die charakteristischen *Palaeomeryx*-Merkmale — die typische *Palaeomeryx*-Falte, die Basalpfeilerchen zwischen den äußeren Halbmonden, die grobe Fältelung des Schmelzbleches sowie die übrige Zahnform lassen auch hier die Gattung nicht verkennen. Irgendwelche Zweifel könnten nur bezüglich der Artzuteilung obwalten, denn unser Rest schwankt in seinen Dimensionen zwischen denen von *Palaeomeryx eminens H. v. M.* und von *Palaeomeryx Bojani H. v. M.*, schließt sich aber näher an diese Art an, weshalb wir sie auch derselben zuteilen. Für *P. eminens* erscheint insbesondere der dritte Molar doch zu klein; derselbe mißt, wie aus untenstehender Tabelle ersichtlich, 31 *mm* gegenüber den Resten von Öningen mit 35·5 *mm*, Steinheim 40 *mm*, Göriach 38 *mm*.

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, XXXVII. Bd., A. Hofmann, Über einige Säugetierreste aus der Braunkohle von Voitsberg und Steieregg.

Es dürften sich die Verschiedenheiten in den Abmessungen des vorliegenden Restes und denen von *P. Bojani* wohl durch individuelle oder sexuelle Unterschiede genügend erklären lassen.

Im folgenden seien zum Vergleiche die Maße von Funden dieser Art von Georgensgmünd [1]) und von Labitschberg [2]) mit denen des vorliegenden Restes angeführt:

	Georgensgmünd	Labitschberg	Feisternitz
	Millimeter		
M_2			
Länge	19·0	22·0	23·0
Breite	14·0	15·0	?
M_3			
Länge	29·0	—	31·0
Breite	13·5	—	16·0

Palaeomeryx Kaupii H. v. M.

(Taf. IX, Fig. 9.)

Von einer etwas kleineren *Palaeomeryx*-Art als der vorerwähnten liegen uns Reste zweier linker Unterkieferäste vor. Der besser erhaltene, zur Abbildung gebrachte zeigt vom ersten Prämolar Wurzelreste, die weitere Zahnreihe ist bis auf den letzten Molar, der nur durch die vordere Zahnhälfte repräsentiert wird, vollständig in situ vorhanden. Der Kiefer dürfte einem jüngeren Individuum angehören, nachdem die Abkauung der Zähne keine große ist. Im zweiten Unterkieferreste befindet sich nur der letzte Prämolar in intaktem Zustande, die Molarreihe ist zwar in den Längsdimensionen meßbar, weist aber durch mechanische Zerstörung arge Beschädigungen auf. Beide Zahnreihen tragen sowohl in den Prämolaren wie auch in den Molaren den bekannten *Palaeomeryx*-Charakter in typischer Ausbildung.

Die Größenverhältnisse dieser Reste sind von denen des eben beschriebenen der Spezies *P. Bojani* derart verschieden, daß alle diese Reste unmöglich einer Art angehören können. Jedoch zeigen sie mit dem von H. v. Meyer l. c. auf Tafel X in Fig. 77 abgebildeten Funde von Georgensgmünd eine derart große Ähnlichkeit, daß dieselben ohne Zweifel vereinigt werden können. Diese Übereinstimmung bringt auch die nachfolgende Aufstellung der Abmessungen in zufriedenstellender Weise zum Ausdrucke:

[1]) H. v. Meyer, Die fossilen Zähne und Knochen von Georgensgmünd, pag. 96, Taf. X, Fig. 79; Taf. IX, Fig. 75.

[2]) A. Hofmann, Beitrag zur Säugetierfauna der Braunkohle des Labitschberges bei Gamlitz in Steiermark. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888.)

		P_2	P_3	M_1	M_2	M_3
		Millimeter				
P. Kaupii H. v. M., Taf. X, Fig. 77, Georgensgmünd	[1])	—	17·0	—	17·0	23·0
	[2])	—	9·0	—	13·0	13·0
P. Kaupii H. v. M., Taf. X., Fig. 78, Georgensgmünd		—	—	—	19·0	—
		—	—	—	13·0	—
P. Kaupii H. v. M., vorliegend, Feisternitz		—	17·0	17·5	18·2	? 23·0
		—	10·5	—	—	—
P. Kaupii H. v. M., vorliegend, Taf. IX, Fig. 9, Feisternitz		17·8	16·5	16·8	18·3	—
		9·8	10·6	13·6	14·2	—

Die Höhe des Kieferkörpers unter dem zweiten Prämolar beträgt bei unserem abgebildeten Exemplar 30 *mm*, stimmt also mit dem Reste von Georgensgmünd der Zeichnung H. v. Meyers nach ebenfalls gut überein.

Es erscheint daher gerechtfertigt, wenn wir unsere Reste als zur Spezies *Palaeomeryx Kaupii H. v. M.* gehörig betrachten, einer Spezies, welche, soweit mir bekannt ist, in der miocänen Säugetierfauna Steiermarks bisher fremd war.

Zum Schlusse sei mir gestattet, den Herren Professoren Hoernes und Hilber in Graz und Herrn Professor Hofmann in Příbram für die freundliche Unterstützung, welche sie mir durch Überlassung von Literaturbehelfen gewährt haben, meinen ergebensten Dank auszusprechen.

---

[1]) Länge.
[2]) Breite.

Rhinoceros Mercki Jäger in Österreich.

Von **Franz Toula.**

Mit 2 Tafeln (Nr. X und XI).

Schon seit längerer Zeit besitzt die Sammlung der Lehrkanzel für Geologie an der k. k. technischen Hochschule in Wien eine größere Anzahl von Unterkieferzähnen von *Rhinoceros*, welche sie Herrn k. k. Baurat Ingenieur Karl Redlich verdankt, der dieselben in alter Anhänglichkeit an seine Alma mater überlassen hat. „Sie wurden bei der Abgrabung der rechtsseitigen Berglehne des Fischaflusses nahe der Mündung in die Donau gefunden.“ Da am rechten Fischaufer das Gehänge (nach der Sturschen Karte) aus „Paludinentegelsand und Belvedereschotter und -sand“ besteht, ist es wahrscheinlich, daß die Angabe „rechtsseitige Berglehne“ flußaufwärts schauend, also das linke Talgehänge gemeint ist, an welchem Löß auftritt und die Bahnlinie Fischamend—Trautmannsdorf hinzieht.

Vor nicht langer Zeit erhielt der Verfasser einen trefflichen Gipsabguß des prächtigen Unterkiefers von *Rhinoceros Mercki Jäger* (der in jüngster Zeit von Mosbach in das Museum der k. pr. geologischen Landesanstalt in Berlin gelangte) als eine der Gegengaben für die von seiner Lehrkanzel dahin abgegebenen Gipsabgüsse der beiden vollständigen Extremitäten von *Rhinoceros hundsheimensis*.

Jener Gipsabguß veranlaßte mich, die erwähnten Unterkieferzähne von der Fischa damit in Vergleich zu bringen. Die Übereinstimmung ist eine so vollkommene, daß man meinen könnte, die hintersten vier Zähne beider Kieferhälften wären von demselben Individuum, um so mehr, als auch die denkbar vollkommenste Altersübereinstimmung besteht.

Der Rest von der Fischa (Taf. X, Fig. 1—3) besteht aus Zähnen des rechten und linken Unterkieferastes, die wurzellos, aber mit den vollkommen erhaltenen Zahnkronen vorliegen.

Links: m_3, m_2, m_1, $pm_{4\,(1)}$, $pm_{3\,(2)}$, zusammen m_3—pm_3 an der Basis gemessen 220 *mm* lang.

Rechts: m_3, m_2, m_1, pm_4, zusammen 193 *mm* lang.

Dieselben Zähne des Mosbacher Unterkiefers messen (Gipsabguß) ca. 213 und 185 *mm*, sind also im ganzen nur um weniges kleiner.

Die einzelnen Zähne von der Fischa weisen folgende Maße auf (die Maße des Mosbacher Unterkiefers sind in Klammer danebengesetzt):

	Größte Länge	Größte Breite	Größte Höhe	
	(an der Basis	gemessen)	über der Wurzel	
m_3 (r.) . . .	54·0 (52·2)	30·0 ([1])	61·8 ([1])	
m_3 (l.) . . .	55·0 (ca. 52·5)	32·0 ([1])	61·8	

(Am obersten Außenrande des vorderen Halbmondes leicht angekaut.)

m_2 (r.). . . .	51·0 (52·0)	33·0 (34·2)	47·0 (41·0)	Am rückw. Halbm.
m_2 (l.)	52·3 (55·5)	34·0 (33·0)	49·0 (41·0)	
m_1 (r.). . . .	49·0 (47·5)	32·0 (28·0)	31·0 (34·8)	
m_1 (l.). . . .	51·0 (46·0)	32·0 (31·4)	33 0 (36·4)	
$pm_{4\,(1)}$ (r.) . .	43·5 (39·4)	29·0 (27·0)	46·7 (38·0)	
$pm_{4\,(1)}$ (l.) . .	43·3 (38·4)	27·8 (28·0)	46·7 (38·2)	
$pm_{3\,(2)}$ (r.) . .	—	—	—	
$pm_{3\,(2)}$ (l.) ca.	36·0 (33·0)	ca. 24·2 (23·5)	31·0 (30·0)	

Auffallend ist das innige Aneinanderrücken besonders der vorderen Zähne bei dem Individuum von der Fischa, wodurch ein förmliches Hineindringen der Zähne ineinander erfolgt. Eine leichte Andeutung dieses Verhaltens zeigt sich zwischen m_2 und m_1 der linken Seite des Mosbacher Unterkiefers. Bei dem Individuum von der Fischa vollzieht sich dieser Vorgang zwischen dem linken m_2 und m_1 ähnlich wie bei dem Mosbacher. Zwischen dem m_1 und $pm_{4\,(1)}$ meines Stückes greifen die hinteren Halbmonde von $pm_{4\,(1)}$ beider Äste unter die Vorderränder von m_1, so daß nur die vorderen Halbmondoberrandhälften in die Abkaufläche zu liegen kommen, während die hinteren Hälften der hinteren Halbmonde in Gruben der Vorderränder der m_1 hineingedrungen sind, bei Abscheuerung ihrer oberen Ränder. Ganz auffallend ist es mit dem $pm_{3\,(2)}$ der linken Seite. Er ist mit seiner Längsachse förmlich nach vorn und einwärts gedreht und der hintere Halbmond durch den hineinpressenden $pm_{4\,(1)}$ in eine tiefe und breite Furche ausgescheuert. Die großen letzten Molaren scheinen bei ihrem Emporsteigen diese Druckwirkung nach vorn auszuüben, wobei Erscheinungen an den vorderen Zahnkronen hervorgerufen werden, die man mit Knochenresorptionen vergleichen möchte. Bei dem zum Vergleich herbeigezogenen Mosbacher Oberkiefer scheint auf der rechten Seite ein ähnlicher Vorgang im Vollzug gewesen zu sein, was sich in einer immerhin auffälligen Schrägstellung des vordersten Prämolars zu erkennen gibt, der besonders mit seinem hinteren Wurzelhalse weit emporgerückt wurde.

Eine immerhin erwähnenswerte Erscheinung, besonders an den drei letzten Unterkieferzähnen von der Fischa, besteht in dem Auftreten eines kräftigen Schmelzwulstes an der vorderen Außenkante, welcher nahe unter der Kaufläche beginnt und gegen die Basis hinabzieht. An den Zähnen m_3 und m_2, von der Kaufläche noch nicht erreicht, bedingt dieser Wulst an m_1 eine kleinere äußere Zahnbucht, welche auch an dem gleichnamigen Zahne des Mosbacher neuen Unterkiefers erkennbar ist. Dieser Wulst entspricht also einer ganz wohlentwickelten Falte der Außenwand.

[1]) Noch nicht in der Abkauebene.

H. Schroeder bemerkt (Abh. pr. geol. L.-A. 18, 1903, pag. 119): „In der allgemeinen Gestalt der Zähne und der Abkauungsfiguren vermag ich keinen Unterschied zwischen *Rh. etruscus* und *Mercki* aufzustellen; jedoch liegt dies vielleicht an dem Umstande, daß mir zu wenig unabgekaute und nach ihrer Stellung in der Zahnreihe bestimmte Unterkieferzähne vorliegen, um einen solchen Unterschied etwa betreffs der Höhe festzustellen." — Vielleicht könnte sich diese wulstige Faltung am Zahnaußen- und -vorderrande als ein solcher Unterschied herausstellen. — Bei den Zahnreihen meines *Rhin. hundsheimensis*, das den *Etruscus*-Formen so nahesteht, daß man versucht sein kann, es als Varietät von *Rhin. etruscus* aufzufassen, kann ich von dieser Bildung nichts wahrnehmen, es müßte, wenn auch viel weitergehend abgekaut als die Zähne von der Fischa, zum mindesten eine Andeutung wahrnehmbar sein.

Der erwähnte Unterkiefer von Mosbach zeigt diese Wulstfalte auch an den beiden hinteren Prämolaren ganz deutlich, besonders an den Zähnen des rechten Kieferastes. Dieses Merkmal wird erst weiter zu prüfen sein. Bei dem später zu besprechenden Wiener *Mercki*-Unterkiefer finde ich davon nur ganz leichte Andeutungen. —

Die Beschäftigung mit den Resten von der untersten Fischa veranlaßte mich, Umschau zu halten nach Vorkommnissen von Resten des *Rhinoceros Mercki Jäger* in Österreich.

Über *Rhinoceros Mercki Jäger* im Bereiche Österreichs finden sich nur wenige Angaben in der Literatur vor. Aus Ungarn ist diese Art, wie mir mein hochgeehrter Kollege Herr Prof. A. Koch in Budapest mitteilt, bisher nicht nachgewiesen worden.

Die älteste mir bekannt gewordene Angabe findet sich im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. vom Jahre 1860 (Verhandl., pag. 114). Es wird ein Zahn aus einer Höhle nächst Matteria bei Cosina (zwei Meilen von Triest) besprochen, den Herm. v. Meyer mit den Zähnen des Rhinozeros von Daxland verglichen habe. Näheres konnte ich darüber nicht in Erfahrung bringen. Weiters hat J. N. Woldřich in seinen Beiträgen zur Fauna der Breccien und anderer Diluvialgebilde Österreichs (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 455) ein Unterkieferbruchstück und einen Backenzahn des Oberkiefers beschrieben und (Taf. X, Fig. 26 u. 27) zur Abbildung gebracht, welche aus Lesina stammen und als „*Rhinoceros Mercki Jäger?*" bestimmt wurden. Mein verehrter Freund, Herr Dr. J. Dreger, hatte die Freundlichkeit, mir die Originale aus dem Museum der k. k. geol. R.-A. zu übersenden, wofür ich ihm und Herrn Bergrat Dr. Fr. Teller zu Danke verpflichtet bin. Sie stammen von einer viel kleineren Art her. Der als m_1 bezeichnete Zahn des linken Oberkiefers hat eine größte Länge von 50 *mm* bei einer größten Breite (an der Basis gemessen) von 53·5 *mm*, während sie auf der Kaufläche selbst nur 37 *mm* beträgt. Schon diese Maßverhältnisse zeigen, daß man es mit einer Form aus der Verwandtschaft des *Rhinoceros etruscus Falc.* zu tun haben dürfte. Die von Woldřich gegebene Abbildung ist in den Einzelheiten idealisiert, indem die rote Sinterkruste nur im Geiste, nicht aber in Wirklichkeit entfernt wurde. Daher kommt es, daß der Ausgang des mittleren Tales anders er-

scheint, als er wirklich sich darstellt, wenn man die Sinterkruste entfernt; da zeigt sich, daß das Tal nicht in eine gegen die Wurzeln hinabziehende Furche verläuft, sondern daß eine Schmelzwulstbarre vorliegt, wenn diese auch keine ausgesprochenen Schmelzknorren, sondern nur ganz unscheinbare Höckerchen erkennen läßt. Die auffallendste Erscheinung der Mittelgrubenumrandung bildet die dem Sporne gegenüberliegende kleine Schmelzfalte, welche übrigens auch an den *Etruscus*-Formen von Mosbach, und zwar an m_2 angedeutet ist (man vergleiche Schroeder, Abh. d. k. pr. geol. L.-A. 1903, Heft 18, Taf. VI, Fig. 1; noch ähnlicher ist vielleicht *Rhin. cf. etruscus Depéret* von Chagny [de la Bresse]. 1893, Taf. XII, Fig. 6), besonders auch in bezug auf den rückwärtigen an den Sporn anschließenden Lappen. Auch der von Woldřich (l. c. Taf. X, Fig. 27) dargestellte Unterkieferrest, ein Stück des linken Astes mit drei Zähnen, kann nicht mit *Rhin. Mercki Jäger* in Zusammenhang gebracht werden, er stimmt in bezug auf die Größe und Höhe der Zähne und auf die Form der Halbmonde, besonders aber, was die Form des rückwärtigen Tales anbelangt, mit den Zähnen eines Mosbacher Fundstückes von *Rhin. etruscus* (H. Schroeder l. c., Taf. XII, Fig. 1) gut überein. Der vierte Backenzahn (m_1) hat nur eine Länge von 35·5 *mm*. Der Schmelzwulst (Cingulum) ist nur leicht angedeutet, was gleichfalls mit dem angeführten Mosbacher Stück stimmen würde.

Herr Dr. J. Dreger hatte auch die Freundlichkeit, mir zwei später (1884) eingelangte, recht gut erhaltene Backenzähne aus dem Oberkiefer zu senden.

Der eine ist m_1 aus der rechten, der zweite $pm_{4\,(1)}$ aus der linken Kieferhälfte. Die beiden Stücke stammen aus der Terra rossa zwischen Makarska und Duare (gegenüber der Insel Lesina) in Dalmatien. Sie stimmen auf das beste mit den gleichnamigen Zähnen von Pakefield (Boyd Dawkins Quart. Journ. 1868, Taf. VII, Fig. 1) überein, so daß kein Zweifel über die Zugehörigkeit zu *Rhinoceros etruscus* aus den Forest beds bestehen kann.

m_1 hat eine größte Länge (Außenseite) von 48·4 *mm* und eine größte Breite an der Basis der Zahnkrone von 61·5 *mm*. Die größte Schmelzhöhe an der Außenseite mißt 23·3 *mm*.

$pm_{4\,(1)}$: Größte Länge 40·7 *mm*, größte Breite 53·7 *mm*, größte Höhe der Krone an der Innenseite 20·8 *mm*.

Die besprochenen Rhinozeroszähne gehören somit mit Sicherheit nicht zu *Rhin. Mercki Jäg.*

Wie es sich mit den von Woldřich 1886 (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 178) besprochenen Rhinozeroszähnen von Lesina verhält, kann ich nicht sagen, da sie mir nicht vorliegen. Woldřich hat sie mit voller Sicherheit („ohne Fragezeichen") als von *Rhinoceros* („*Atelodus*") *Mercki* stammend bezeichnet. In derselben Mitteilung gibt Woldřich aus der Gegend von Kolin und von Rakovnik in Böhmen je einen Humerus von *Rhinoceros* an („ob *Mercki*?"). Ein dritter stammt von Kuttenberg in Böhmen. Der Humerus von Rakovnik soll „vom Menschen bearbeitet" sein.

Schon etwas früher hat G. K. Laube (Lotos, Prag 1883, pag. 11 bis 26) in einem Aufsatze „über Spuren der Menschen der Quartär-

zeit in der Umgebung von Prag" das Vorkommen „einiger Weidetiere" angeführt, darunter auch *Rhinoceros Mercki Jäger.*

Wie mir mein verehrter Freund schreibt, besitzt er nur „einen unvollständigen Oberarmknochen, den er für *Rhinoceros Mercki* halten möchte"; Zähne von *Rhinoceros Mercki* hat er nicht.

Herr Dr. J. Perner, Adjunkt am Museum des Königreiches Böhmen in Prag (geologische Sammlung), hatte die große Güte, mir den Gipsabguß eines als *Rhinoceros Mercki* bestimmten Oberkieferzahnes zu übersenden, der aus dem Flußbette der Elbe bei Nimburg in Böhmen stammt. Die Größe und Formen der Kaufläche lassen erkennen, daß man es dabei mit einem viel kleineren Individuum zu tun habe, dessen viel geringere Schmelzwandhöhe eher an eine Form aus der *Etruscus*-Verwandtschaft denken läßt. Eine genauere Bestimmung wage ich nach dem Gipsabgusse nicht vorzunehmen.

R. Gasperini hat zwei gut erhaltene obere Molaren aus der Knochenbreccie von Dubci angeführt (Annuario dalmatico, II, Zara 1885). Auch diese Stücke konnte ich nicht in vergleichende Betrachtung nehmen. —

Auf eine Umfrage, die ich an meine Fachkollegen der Hochschulen der verschiedenen Königreiche und Länder Österreichs richtete, ist mir nur von Graz aus ein sicherer Nachweis geworden. Mein verehrter Kollege Prof. Dr. Rudolf Hoernes schrieb mir:

„In der Sammlung des geologischen Universitätsinstituts befindet sich seit kurzem ein Backenzahn (Molar 2 rechts oben) von Pola. Sonst ist in den Grazer Sammlungen von *Rhinoceros Mercki* nichts vorhanden." Prof. Hoernes teilt mir weiter mit, daß über diesen Zahn einer seiner Schüler, Herr Stud. phil. Boch, eine kleine Mitteilung gemacht habe, die im Bande 1907 der Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark gedruckt erscheinen wird.

Es ist ein ganz prächtig erhaltenes Stück von geringer Abkauung, das in seiner Größe zwischen den gleichen Zähnen von Leimersheim und Mosbach steht und durch interessante Faltungsverhältnisse auffällt. Dadurch ist erst das Vorkommen von *Rhinoceros Mercki* im dinarischen Gebiete sichergestellt.

Ganz anders verhält es sich mit jenen Rhinozerosresten, welche F. Karrer (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, XLIX. Bd., pag. 511) angeführt hat: „Zwei Unterkiefer und ein Schädelfragment von *Rhinoceros Mercki Jäger* aus den Ziegeleien an der Nußdorferstraße (Heiligenstadt)." Dieser hervorragende Rest verdient eine ausführlichere Behandlung. Er wurde durch H. Wolf schon im Jahre 1870 zustande gebracht und stammt, um die Fundortangabe näher zu bezeichnen, von dem Materialplatz der Nordwestbahn bei Heiligenstadt, wo er im Löß aufgefunden worden ist. Eine kurze Notiz über den Rhinozerosschädelrest hat D. Stur veröffentlicht (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 185—186). Eine Bestimmung wurde nicht vorgenommen. Dieser schöne Rest (Taf. XI, Fig. 1 u. 2) besteht zunächst aus den beiden von einem und demselben Individuum stammenden Unterkieferästen, beide bis zum Beginne der Symphyse reichend. Der rechte Ast reicht rückwärts bis zur Basis des Kronfortsatzes und

besitzt die rückwärtigen vier Backenzähne (m_3, m_2, m_1, $pm_{4\,[1]}$) mit den Kronen, während $pm_{3\,(2)}$ nur mit den Wurzeln, $pm_{2\,(3)}$ nur mit den hinteren Zahngruben angedeutet sind. Der linke Ast enthält die Kronen von m_3, m_2, m_1, $pm_{4\,(1)}$ vollkommen, während dem $pm_{3\,(2)}$ die vordere Wand fehlt.

Zu diesem Unterkiefer gehört auch der Schädelrest. Derselbe ist durch Druck aus der Form gebracht, und zwar so, daß die Teile der Schädeldecke: die Nasenbeine und der vordere Teil der Stirnbeine im Verbande blieben, während der linke Oberkiefer gegen die Unterseite hineingedrückt, der rechte Oberkiefer aber ganz aus dem Zusammenhange gebracht wurde.

Der linke Oberkiefer ist mit allen sechs Zahnkronen gut erhalten, während von den Zähnen des rechten Oberkiefers nur die vorderen vier Zähne m_1, $pm_{4\,(1)}$, $pm_{3\,(2)}$ und $pm_{2\,(3)}$ mit den Zahnkronen erhalten vorliegen. Die Kauflächen waren mit festgebundenem Löß, mit förmlichen Konkretionen bedeckt. Es gelang jedoch bei mühsamer Präparierarbeit, diese Decken zu entfernen, so daß nun alle Kauflächen freiliegen.

Die Länge des erhaltenen vorderen Schädelteiles beträgt von der Nasenbeinspitze bis zum Hinterrande des m_3 400 *mm*.

Die Form der Oberseite kann ich nur mit dem Clacton-Schädel in Vergleich bringen (Falconer, Pal. Mem. II., Taf. 15, Fig. 3). Der vordere Teil der sich zuspitzenden Nasalia ist an den Seiten leider stark beschädigt. 148 *mm* von der Spitze derselben beträgt die Breite 128 *mm*, dann folgt eine leichte Verschmälerung, die bis 200 *mm* von der Spitze reicht, worauf eine allmähliche Verbreiterung beginnt. Oberhalb des letzten Backenzahnes mag der Schädel etwa 230 *mm* breit gewesen sein. Der Hornstuhl auf der Verbreiterung der Nasenbeine befand sich auf der schön aufgewölbten Fläche, weist jedoch keine auffallenderen Rauhigkeiten und Knorren auf. Dasselbe gilt auf jeden Fall auch für den zweiten Hornansatz; auch hier sind auf den verschmolzenen Stirnbeinen nur leichte Grübchen angedeutet. Das vorliegende Stück dürfte sonach von einem Individuum mit wenig entwickelten Hörnern herstammen. Die Verknöcherung der Nasenscheidewand hat nur bis ca. 80 *mm* hinter die Nasenspitze gereicht, wenn ich einen im vorderen Teile der Unterseite auftretenden schwammigen, in der Mitte etwas verbreiterten Knochen richtig deute. Um dieses Verhältnis klar zu machen, habe ich es gewagt, nachdem ich vorher den Rest, wie er nach Freilegung der Zahnkronen vorlag, in Gips abgegossen hatte, die Nasalia auch an ihrer Unterseite frei zu machen, soweit es möglich war. Da zeigte es sich, daß die verknöcherte Nasenscheidewand verhältnismäßig recht wenig entwickelt ist. Durch Druck abgebrochen, wurde sie auf die Seite gelegt. Die Nasenbeine sind schwach und an der Unterseite bis auf ihren vordersten Teil glatt, so daß sie das Aussehen erhalten, wie es bei *Rhinoceros leptorhinus Cuv.* vorliegt. Bringt man die Nasenscheidewand, aus einer schwammigen schmalen Leiste bestehend, an die richtige Stelle, so ändert sich dieses Verhältnis so, daß es nicht viel von den Verknöcherungen, wie ich sie bei einigen der Schädel von *Rhinoceros sumatrensis* beschrieben habe (Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., XIX. Bd.,

pag. 13 ff.), abweicht. Der linke Oberkiefer ließe sich vielleicht auch in seine richtige Lage bringen. Es ist jedoch bei der geringen Festigkeit der Knochen immerhin gefährlich, weshalb ich diesen Versuch unterlassen habe. (Man vergl. Taf. XI, Fig. 1.)

Die Oberkieferbackenzähne (man vergl. Taf. XI, Fig. 2). Ihre Gesamtlänge (vollständige Reihe der linken Seite) beträgt 285 *mm*.

m_3: Größte Länge 61·8 *mm*, größte Breite 67·8 *mm*, größte Höhe der Schmelzleiste an der Hinterwand 59 *mm*. Er ist nur wenig aufgekaut und läßt die Falten nicht ganz gut erkennen. Besonders an der Außenseite ist der Oberrand eine 10·5 *mm* breite, vollkommen unberührte Kante. Ohne jede Andeutung einer Außenfalte zieht die Schmelzplatte in die Tiefe und geht in das Mitteltal über. An der hinteren Seite, nahe von deren Mitte, schiebt sich eine kräftige Falte vor, neben welcher eine zweite schwächere als Spornfalte liegt, es ist, als wäre die Crista an den Sporn hinangedrückt, ein Verhältnis, welches an das zweite Individuum von *Rhinoceros hundsheimensis* erinnert. (Man vergl. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. XX, 1906, Taf. I, Fig. 2, den m_3 der linken Seite.) An der rückwärtigen Außenseite erhebt sich an der Basis ein kräftiger Schmelzknorren, was wieder an das Verhalten an dem in Vergleich gebrachten Zahn erinnert. An der vorderen Außenwand befindet sich ein breiter basaler Schmelzkragen.

m_2: Größte Länge (an der Kaufläche gemessen) 68 *mm*, größte Breite (in der Mitte des vorderen Joches) 70·3 *mm*, Höhe an der Außenwand 50·6 *mm*. In den allgemeinen Zügen dem m_2 von Heggen (H. Schroeder, Jb. d. k. pr. geol. L.-Anst. f. 1905, XXVI, 2, Taf. IV, Fig. 1) recht ähnlich, ähnlicher als dem des schönen Oberkiefers von Mosbach (Schroeder, Abh. 18, Taf. VII, Fig. 2) oder dem von Jerxheim (ebenda, Taf. V, Fig. 1), besonders was die Ausbildung der Crista anbelangt. Die Mittelgrube ist groß und zeigt die kräftig vorspringende Crista. Die Wand des Spornes ist leicht gefaltet, der Sporn endet zweispitzig verbreitert. Am Ausgange des mittleren Tales nur ganz unbedeutende Schmelzknötchen.

Der schöne zweite Molar, welchen H. v. Meyer (Palaeontogr., XI. Bd., Taf. XXXIX, Fig. 6) abbildet, ist noch größer: seine größte Länge beträgt 69·2 *mm*, seine größte Breite 73·3 *mm*.

m_1: Größte Länge der Kaufläche 60 *mm*, größte Breite 70 *mm*, größte Schmelzhöhe an der Außenwand 39·3 *mm*. Die Mittelgrube wenig nach rückwärts gezogen. Crista nur leicht angedeutet. Schmelzwülste am Ausgange des Mitteltales.

$pm_{4\,(1)}$: Größte Länge 51·5 *mm*, größte Breite 67 *mm*, größte Höhe der Außenwand des Schmelzes 54·6 *mm*. Die Mittelgrube mit ganz leicht angedeuteter Crista. Der Sporn breit und zweispitzig endend, vor dem Mitteltale an der Basis des vorderen Joches zwei kleine Schmelzhöcker.

$pm_{3\,(2)}$: Größte Länge 46·7 *mm*, größte Breite 58·7 *mm*, größte Höhe der äußeren Schmelzwand 41·5 *mm*. Mittelgrube mit kräftigerer Crista und einer schwächeren Falte darüber. Schmelzwulst am Ausgange des mittleren Tales.

$pm_{2\,(3)}$: Größte Länge 39·3 *mm*, größte Breite am rückwärtigen Joche 43·6 *mm*, größte Höhe der äußeren Schmelzwand 28·7 *mm*.

Die Zähne der rechten Seite. m_1: Größte Länge 61·2 *mm*, größte Breite 71·6 *mm*, größte äußere Schmelzwandhöhe 38·3 *mm*.

$pm_{4\,(1)}$: Größte Länge 53·5 *mm*, größte Breite 66·5 *mm*, größte Schmelzwandhöhe 50·7 *mm*. Die Mittelgrube ist besser ausgeprägt als bei dem gleichnamigen Zahne der linken Seite. Die etwas nach einwärts zu liegende Kammfalte (Crista) umgrenzt mit einer äußeren Falte neben dem Sporn eine elliptisch umrandete tiefe Grube, die nach einwärts mit dem Mitteltale durch eine zweite schrägstehende Grube unter dem Sporn zusammenhängt.

$pm_{3\,(2)}$: Größte Länge 47·5 *mm*, größte Breite 59·8 *mm*, größte Schmelzwandhöhe 38·4 *mm*.

$pm_{2\,(3)}$: Größte Länge 39·5 *mm*, größte Breite (Mitte) 40·4 *mm*, größte Höhe der äußeren Schmelzwand 30·1 *mm*. Dieser Zahn ist besser erhalten als der der linken Seite. Er ist auch etwas weniger tief abgekaut und zeigt daher den basalen Schmelzwulst, der die ganze Innenseite umgibt, wobei er am vorderen Joche etwas höher ansteigt. Die Mittelgrube mit dem innen abgegrenzten Mitteltale zeigt an der rückwärtigen Wand eine förmliche Kräuselung, was an das Verhalten bei dem gleichnamigen Zahn des Rhinozeros von Heggen (Schroeder l. c.) erinnert. Die Mittelgrube läßt jedoch eine stärkere Ausbuchtung gegen rückwärts erkennen.

Vergleicht man die angegebenen Maßverhältnisse etwa von m_2 mit den von Schroeder (Abhandl. l. c. pag. 100) gegebenen Maßen, so ergibt sich die Größe dieses Zahnes größer als der größte der angegebenen Formen (Heggen mit 63 *mm* gegen 68 *mm*), während die größte Zahnbreite im Verhältnisse kleiner ist (Heggen 72 *mm* gegen 70·3 *mm* des Wiener Individuums).

Wenn ich in gleicher Weise an dem mir vorliegenden Gipsabgusse des Individuums von Mosbach (l. c. Taf. VII, Fig. 2) messe, so ergeben sich folgende Maßverhältnisse:

		Wiener Ind.	Mosbacher Ind.
m_2	größte Länge	68·0 *mm*	62·8 *mm*
	größte Breite	70·3 „	60·6 „
	größte Schmelzhöhe	50·6 „	57·5 „

Das Wiener Individuum ist also etwas größer und hat eine geringere Schmelzwandhöhe, obgleich die Abkauung weniger weit vorgeschritten ist.

		Wiener Ind.	Mosbacher Ind.
m_1	größte Länge	60·0 *mm*	56·9 *mm*
	größte Breite	70·0 „	61·8 „
	größte Schmelzhöhe	39·3 „	44·0 „

was eine ähnliche Folgerung ergibt, nur ist der Mosbacher Zahn im Verhältnisse von etwas geringerer Breite.

		Wiener Ind.	Mosbacher Ind.
$pm_{4\,(1)}$	größte Länge	51·5 *mm*	46·3 *mm*
	größte Breite	67·0 „	59·0 „
	größte Schmelzhöhe	54·6 „	52·0 „

Länge und Breite stehen in recht ähnlichem Verhältnisse, die Höhe des Zahnes ist jedoch gleichfalls im Verhältnisse etwas größer.

Das Wiener Individuum gehört sonach sicherlich in dieselbe Formengruppe, der auch *Rhin. Mercki Schroeder* von Mosbach, Jerxheim und Heggen angehören, ich will dasselbe, weil immerhin gewisse Merkmale Unterschiede ergeben, bezeichnen als

Rhinoceros Mercki Jäger var. Vindobonensis n. var.;

wobei ich dem in meiner zweiten Arbeit über das kleinere *Rhinoceros hundsheimensis* angeführten Prinzip (Abh. d. k. k. geol. R.-A. XX) entspreche.

Was den Unterkieferrest dieses Fundes anbelangt (Taf. X, Fig. 4), so beträgt die Länge der Zähne m_3—$pm_{4\,(1)}$ 209 *mm* gegen das Maß der gleichen Zähne von Mosbach (neuer Unterkiefer) von 185 *mm* und jenem der Unterkieferzahnreihe von der Fischa von 195 *mm*, er ist somit beträchtlich größer als diese beiden Vergleichsstücke. Die einzelnen Zähne besitzen folgende Maße:

	größte Länge	größte Breite	größte Schmelzhöhe
m_3	59·8 *mm*	34·3 *mm*	42·3 *mm*
m_2	57·4 „	35·8 „	34·6 „
m_1	48·6 „	38·2 „	28·7 „
$pm_{4\,(1)}$	42·7 „	32·1 „	38·7 „

Von dem Schmelzwulste an der vorderen Außenkante (Fischa, Mosbach) ist kaum etwas zu bemerken, dagegen ist an den vorderen Zähnen m_2, m_1, $pm_{4\,(1)}$ an der Basis des vorderen Joches ein basaler Schmelzwulst deutlich entwickelt, von dem sich ein gegen die vordere Seite des Zahnes hinaufziehender Schmelzwulst verfolgen läßt, was an das Verhalten bei *Rhinoceros etruscus* erinnert. (Man vergleiche z. B. Schroeder, Abh. l. c., pag. 72, Abbildung.)

Eine weitere Mitteilung erhielt ich von Herrn Prof. Dr. L. Szajnocha in Krakau, worin er mir zur Kenntnis brachte, daß sich im Universitätsmuseum ein 77 *cm* langer, 38 *cm* breiter und 25 *cm* hoher prachtvoller Schädel befinde, mit fast sämtlichen Zähnen des Oberkiefers. Dieser Rest stammt von Wola Przemykowska bei Radlow in Galizien und wurde als *Rhinoceros Mercki Jäger* bestimmt. Leider ist der Schädelrest nicht transportabel. Herr Prof. Dr. Szajnocha war so freundlich, mir Abklatsche der beiden Oberkieferzahnreihen herstellen zu lassen, die recht wohl gelungen sind und wohlbehalten in meine Hände gelangten. Die von mir hergestellten Abformungen lassen nun sofort erkennen, daß man es dabei mit Resten eines kleineren Tieres zu tun hat, das in der Ausbildung der Zähne innig an *Rhinoceros antiquitatis Blum.* anschließt. m_3 der beiden Kieferhälften liegt noch tief unter der Kaufläche. Die Gesamtlänge m_2—$pm_{2\,(3)}$ der rechten Seite beträgt nur ca. 220 *mm*.

Unter den mir bekannten Zahnreihen ist jene von dem jungen Individuum von *Rhinoceros antiquitatis Bl.*, welche von H. Schroeder

aus den Gipsbrüchen von Pößneck in Thüringen beschrieben und abgebildet worden ist (in ca. $^1/_5$ nat. Gr.) am ähnlichsten (Jb. k. pr. geol. L.-A. 1899/1900, pag. 286, Taf. XV). Die ganze Zahnreihe (m_3—$pm_{2\,[3]}$) mißt wohl ca. 245 *mm*, m_2—$pm_{3\,(2)}$, welches Maß sich an dem Krakauer Reste mit 168 *mm* bestimmen läßt, bei dem Pößnecker Reste ca. 183 *mm* beträgt. Das Individuum von Przemykowska ist sonach noch etwas kleiner. Nur der $pm_{4\,(1)}$ stimmt fast vollkommen auch im Grade der Abkauung, die beiden vorderen Prämolaren des polnischen Individuums zeigen dagegen keine Verschmelzung der weit hineinragenden Crista mit dem weniger kräftigen Sporn. Dasselbe gilt übrigens für m_2, der sehr lang und schmal gebaut ist, was auch bei m_1 auffällt. m_2 ist nur vorne angekaut.

Hervorzuheben ist noch an dem Gebisse des polnischen Individuums das Auftreten kräftiger Schmelzkegel am Ausgange der hinteren Grube. Jener von m_1 ist bereits aufgekaut, während der von m_2 sich als ein gerundeter Höcker tief unter der Kaufläche erhebt. Ich möchte nach allem den Schädelrest von Przemykowska trotz der Kleinheit der Zähne als zu *Rhinoceros antiquitatis* gehörig betrachten, vielleicht wird dabei an eine gewisse Variation zu denken sein. Das wird übrigens das genauere Studium des ganzen Schädels gewiß ergeben.

Im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt befinden sich Zähne aus der Höhle Lipová bei Rhonicz in Ungarn, welche von einem etwas größeren Individuum von *Rh. antiquitatis* herstammen, in der Form der Abkauflächen jedoch in schönster Übereinstimmung stehen. Vereinzelt wurde daselbst ein Keimzahn ($pm_{4\,[1]}$) gefunden, der auch in der Größe mit dem gleichnamigen Zahn des Schädels von Przemykowska übereinstimmt. Die vordersten Zähne dürften noch dem Milchgebisse angehören (über $pm_{3\,[2]}$ und $pm_{2\,[3]}$), während $pm_{4\,(1)}$ und die Molaren bereits der definitiven Bezahnung entsprechen.

Auch die beiden prächtigen Rhinozerosschädel, die mir Herr Kustos Lomnicki über Verwendung meines Freundes Hofrat Niedzwiedzki in Lemberg aus dem Dzieduszyckischen Museum in Lemberg als möglicherweise zu *Rhinoceros Mercki Jäger* gehörig auf mein Ansuchen zuzusenden die große Güte hatte, gehören sicher nicht zu dieser Art. Ihre Betrachtung ließ mich erkennen, daß sie als *Rhinoceros antiquitatis Blum.* anzusprechen seien. Die Verschiedenheiten, die sie zeigen, lassen es recht wünschenswert erscheinen, daß gerade die so weit verbreiteten *Antiquitatis*-Schädelreste einem vergleichenden Studium unterzogen würden. Bestärkt wurde ich in dieser Meinung durch die schönen Gipsabgüsse einiger im Museum zu Prag befindlicher Zahnreihen von derselben Art, welche ich Herrn Kustos J. Kafka in Prag verdanke. Gerade von *Rhinoceros antiquitatis Blum.* ließe sich ein großes Material für eine vergleichende Zahnstudie zusammenbringen.

Allen den genannten Herren Kollegen, welche so freundlich waren, meine kleine Studie zu fördern, spreche ich hier meinen innigen Dank aus.

Die Salzburger Ebene und der Untersberg.

Von **Eberhard Fugger**.

Mit 6 Zinkotypien im Text.

Literatur.

1828. v. Kleinschrod, Über die Hippuriten der Nagelwand. (Zeitschr. für Mineralogie, pag. 709, und Kefersteins Deutschland, Bd. V, pag. 505.)

1829. L. v. Buch, Hippuriten und Zoophyten des Untersberges. (Jahrb. f. Min., pag. 376.)

1830. C. Lill von Lilienbach, Durchschnitt der Gebirge Salzburgs von Werfen bis Teisendorf. (Jahrb. f. Min., 2. Quartalheft.)

— A. Boué, Pied septentrional du Untersberg. (Mém. géol. et pal., Bd. I, pag. 210.)

1837. J. A. Seethaler, Die Hippuriten am Untersberge bei Salzburg. (Österr. Zeitschr. f. Geschichte und Staatskunst, Nr. 46 und 47.)

1850. F. v. Hauer, Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstl. Alpen zwischen Wien und Salzburg. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. I, pag. 17—60.)

— M. V. Lipold, Reisebericht. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. I, pag. 658 ff.)

1851. A. Emmerich, Geognostische Beobachtungen aus den östlichen bayrischen und den angrenzenden österreichischen Alpen. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Heft *a*, pag. 1 ff.)

— M. V. Lipold, Geologische Verhältnisse der die Stadt Salzburg begrenzenden Hügel. (Jahrb. der k. k. geol. R.-A., Bd. II, Heft *a*, pag. 22 ff.)

— H. Prinzinger, Über Kreidemergel von Fürstenbrunn und Glaneck. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Heft *b*, pag. 170.)

— M. V. Lipold, Über fünf geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. II, Heft *c*, pag. 118 ff.)

1853. M. V. Lipold und C. Peters, Reisebericht. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. IV, pag. 847 ff.)

1854. M. V. Lipold, Reisebericht. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. V, pag. 253 ff.)

1857. C. W. Gümbel, Untersuchungen in den bayrischen Alpen zwischen Isar und Salzach. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. VIII, pag. 149.)

1861. C. W. Gümbel, Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha, bei J. Perthes.

1864. F. V. Zillner. Die Wasserleitung der Alm. (Mitteilungen der Gesellschaft für Salzburger Landeskunde, Bd. IV, pag. 5.)

1866. C. W. Gümbel, Über neue Fundstellen von Gosauschichten und Vilser Kalk. (Sitzungsber. d. k. bayr. Akademie der Wissensch., Bd. II, Abt. II, pag. 158 ff.)

— O. Schneider, Untersberger Marmor. (Sitzungsber. d. „Isis", Nr. 7—9, pag. 78 ff.)

1867. C. Aberle, Über Franz Keils geognostisch kolorierte topographische Reliefkarte des größten Teiles der salzburgischen Alpen. (Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, Bd. VII, pag. 299 ff.)

1868. C. W. Gümbel, Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. (Abh. d. k. bayr. Akad. d. Wissensch., II. Klasse, Bd. X, Abt. II, pag. 581 ff.)

1869. E. v. Mojsisovics, Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIX, pag. 91 ff.; über Reichenhaller Kalke pag. 128.)
1873. A. Redtenbacher, Die Cephalopoden der Gosauschichten in den nordöstlichen Alpen. (Abh. d. k. k. geol. R.-A., Bd. V, Heft 5.)
1874. Th. Fuchs, Versteinerungen aus dem Eocän von Reichenhall. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 132 ff.)
— G. Steinmann, Über Radiolarien in den *Ancyloceras*-Mergeln von Schellenberg. (Jahrb. f. Min, pag. 630.)
1879. E. Fugger, Gasausströmungen in dem Torfmoor von Leopoldskron. (Verh. d. k. k. geol. R.-A., pag. 202 ff.)
— E. Fugger, Die Torfgase im Untersbergmoor. (Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, Bd. XIX, pag. 168 ff.)
1880. E. Fugger, Der Untersberg. (Zeitschr. d. Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, pag. 117 ff.) Mit Karte.
1881. C. Wähner, Bericht über geologische Exkursionen. (Tageblatt der 54. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Salzburg, II. Teil, pag. 70.)
1882. V. Uhlig, Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXII, pag. 373 ff.)
1882. E. Fugger, Jurakalke auf dem Untersberge bei Salzburg. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 157.)
— E. Fugger und K. Kastner, Die geologischen Verhältnisse am Nordabhange des Untersberges. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 279.)
— C. W. Gümbel, Kreide in Salzburg. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 286 ff.)
1882—1885. A. Bittner, Tagebücher der geologischen Aufnahmen. (Manuskript.)
1883. A. Bittner, Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 200 ff.)
— C. Frauscher, Die Brachiopoden des Untersberges. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 721 ff.)
1884. A. Bittner, Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. (Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A., pag. 4.)
— A. Bittner, Aus den Salzburger Kalkalpen. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 78 ff.)
— A. Bittner, Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 99 ff.)
1885. E. Fugger und K. Kastner, Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg: Geologie der Stadt Salzburg, pag. 5 ff.; Die Petrefakten des Untersberges, pag. 98 ff.; Bodentemperaturen im Leopoldskronmoor, pag. 125 ff. (Salzburg, bei H. Kerber.)
— A. Bittner, Zur Geologie des Untersberges. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 280.)
— A. Bittner, Über die Plateaukalke des Untersberges. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 366.)
1886. A. Bittner, Über das Vorkommen von Koninckinen ... im Lias der Ostalpen. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 52.)
— A. Bittner, Neue Petrefaktenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 387.)
— E. Fugger und K. Kastner, Vom Nordabhange des Untersberges. (Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, Bd. XXVI, pag 338 ff.)
1887. A. Bittner, Über Koninckiniden des alpinen Lias. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 281 ff.)
1888. E. Fugger, Beobachtungen in den Eishöhlen des Untersberges. (Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, pag. 65 ff.)
1889. O. M. Reis, Die Korallen der Reiterschichten. (Geogn. Jahreshefte, München, II. Jahrg.)
1890. A. Bittner, Die Brachiopoden der alpinen Trias. (Abhandl. d. k. k. geol. R. A., XIV, 1890.)
1893. A. Bittner, Neue Koninckiniden des alpinen Lias. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 133 ff.)
1894. C. W. v. Gümbel, Geologie von Bayern. (Kassel, II. Bd., pag. 235 ff.)

1894. F. Wähner, Geologische Bilder von der Salzach. (Verein zur Verbr. naturw. Kenntnisse in Wien, XXXIV, Heft 17.)

1898. E. Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. (Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., pag. 469 ff.)

1901. K. Deninger, Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall. (Geogn. Jahreshefte, München, 14. Jahrg.)

1904. M. Schlosser, Neue Funde von Versteinerungen der oberen Kreide in den Nordalpen. (Zentralblatt f. Min. etc., Nr. 21, pag. 654.)

Die Grenzen des Gebietes sind im NW die Saalach von ihrer Mündung in die Salzach bis nach Reichenhall, im W und SW die Einsattlung zwischen dem Gruttenstein und Lattenberg, dann der Augustinerbach, die Einsattlung von Hallturn und die Bischofswieser Ache, im SO und O die Berchtesgadner Ache bis zu ihrer Mündung in die Salzach und von hier ab die Salzach bis zu ihrer Vereinigung mit der Saalach.

Die Ebene.

Die Salzburger Ebene bildet ein Dreieck von fast 13 *km* Basis und mehr als 10 *km* Höhe und besitzt sohin eine Fläche von 70 km^2; sie hat eine mittlere Meereshöhe von 430 *m* und ihr Boden gehört seiner Hauptmasse nach dem Diluvium an. Nur an den Ufern der Saalach und der Salzach liegen ziemlich ausgedehnte Alluvien, die zum Teil mit Auen bestanden sind. Die Grenze zwischen Alluvium und Diluvium läßt sich an den Diluvialufern, die meist noch sehr gut erhalten sind, deutlich beobachten. So ist dieses längs der Saalach an der Straße zwischen Weißenbach und Schwarzbach gut sichtbar, ist dann durch den Walserberg unterbrochen, aber weiterhin wieder über Käferham, Wals, Siezenheim bis in den von einer Mauer umgebenen Park von Kleßheim zu verfolgen. In ähnlicher Weise zeigt sich das Diluvialufer der Salzach von Anif ab bis an den Südrand des Hellbrunner Hügels, ist von diesem unterbrochen, zieht aber dann vom Nordwestrande des Hügels den Montforter Hügel entlang, über Morzg an der Ostseite des Kommunalfriedhofes vorüber in einem nach W ausgebauchten Bogen an den Südabhang des Festungsberges. Man beobachtet dasselbe dann wieder von Maxglan über Lehen und Liefering bis in die Nähe von Rott, wo das diluviale rechte Saalachufer mit dem gleichaltrigen linken Salzachufer in einer Spitze auslaufend zusammentrifft.

Im Diluvialterrain der Salzburger Ebene gibt es zahlreiche Aufschlüsse: bei Rott an der Vereinigung der alten Saalach und Salzach beobachtet man nur sehr feinen Schotter und Sand; der Boden, auf welchem der Friedhof von Maxglan steht, besteht — wenigstens bis zur Tiefe von 6·5 *m* — nur aus Schotter ohne jede Lehmzwischenlage; der Grundwasserstrom zieht nach den Messungen des Herrn Bergrates J. Enigl im Mittel 4·7 *m* unter der Oberfläche in der Richtung von SW nach SO. Die große Schottergrube hinter der ehemaligen Rochuskaserne am linken Ufer der Glan zeigte folgendes Profil:

Oben: Humus, darunter

1 *m* Schotter,

20 *cm* rotbrauner Schotter,

1 *m* Schotter,

20—30 *cm* rotbrauner Schotter,

70 *cm* Letten mit einzelnen dünnen, kohligen Schnüren und Bändern; auch ein Stück eines Baumstammes fand sich in dieser Schichte vor,

20 *cm* Sand.

Liegend: Schotter.

Der Schotter dieser Grube ist in vielen dünnen Lagen geschichtet und enthält hie und da linsenförmige Einlagerungen von sandigem Lehm. Die Schichtflächen sind meist durch organische Substanz schwarz gefärbt oder eisenschüssig rot und braun.

Die große Ziegelei an der Straße zwischen Maxglan und Himmelreich enthält sandigen Lehm mit Schnecken, darunter ist an einzelnen Stellen der Schotter aufgedeckt. Von hier gegen den Walserberg hin nehmen die Lehmmassen ab und treten fast nur Schotter auf, wie in der großen, 6 *m* tiefen Schottergrube westlich von Himmelreich zu sehen ist. Auch bei Käferham ist gegenüber der Mühle am Abhange der Diluvialterrasse undeutlich horizontal geschichteter Schotter aufgeschlossen. Eine Schuttergrube zwischen Gois und dem Walserberge zeigt folgendes Profil:

Oben: Humus, dann

1·8 *m* Torf,

90 *cm* Letten, endlich als

Liegendes: Schotter und Sandschichten.

Torf und Letten keilen sich gegen den Walserberg hin aus.

Beim Kommunalfriedhofe, welcher, wie schon erwähnt, am Ostrande der Diluvialterrasse liegt, ist an einer Stelle die Zusammensetzung des alten Ufers aufgeschlossen. Es lagert unter dem Humus eine Lehmschicht von 1 *m* Mächtigkeit, darunter der Schotter. Dieser ist hier allerdings geschichtet, aber nicht horizontal, sondern flach nach O geneigt; am Fuße des Uferrandes kommen mehrere Quellen zutage und genaue Messungen ergaben, daß diese dem Grundwasserstrome angehören, welcher 5—6 *m* unter dem Friedhofniveau von SW nach NO mit einem Gefälle von 0·784 *m* auf 100 *m* abfließt. Der ehemalige Militärfriedhof, das städtische Versorgungshaus und das Brunnhaus stehen am Rande der Diluvialterrasse, St. Josef, Kleingmein und Nonntal dagegen auf Alluvium und gerade diese Häuserkomplexe lernen von Zeit zu Zeit — bei Hochwasser — die Bedeutung des Wortes Alluvium gründlich kennen.

Die Fortsetzung der Brunnhausgasse bis zu den sogenannten Petererweihern, die Ebene von Leopoldskron, die Riedenburg, die Augustinergasse, das St. Johannsspital stehen auf diluvialem Boden. Hinter dem Spitalgarten beginnt wieder die Böschung der Uferterrasse, die neue Kaserne, die Militärschießstätte, die Ignaz Harrer-

Straße und die Ortschaft Lehen stehen auf Alluvialland, ebenso die linkseitige innere Stadt, soweit sich die Häuser nicht direkt am Fuße des Mönchs- oder Festungsberges befinden und dann das Gestein des Berges zum Untergrund haben.

In der Riedenburg in der Nähe des Gasthauses „zur Wegscheide“ liegt direkt an der Oberfläche des Bodens Lehm von 1·0—1·5 *m* Mächtigkeit, darunter Schotter. Im Tale zwischen Mönchsberg und Rainberg liegt über dem Lehm eine Torfschicht, diese beträgt beim Hause Neutorstraße Nr. 11 6 *m*, beim Hause Nr. 8 in derselben Straße nur 50 *cm*.

Die Salzburger Diluvialebene, welche im S teils durch die Vorberge des Untersberges, teils durch die Berchtesgadner Ache abgeschlossen ist, wird außer den beiden sie begrenzenden Flüssen, der Salzach und Saalach, von zwei größeren Bächen und zwei künstlichen Kanälen bewässert. Der eine Kanal, der sogenannte Mühlbach, ist südwestlich von Käferham von der Saalach abgezapft, fließt längs derselben durch die Orte Wals und Siezenheim, hinter der Schloßmauer von Kleßheim vorüber durch die Ortschaft Rott und mündet in der Au wieder in die Saalach. Die Glan entsteht aus mehreren Bächen, die vom Nordabhange des Untersberges kommen, erhält mehrere Zuflüsse aus dessen Vorbergen und aus den Moorgründen der Ebene, fließt dann in zahlreichen Windungen in trägem Lauf durch die Moorfläche zwischen der Reichenhaller Reichsstraße und der Moosstraße zur Ortschaft Maxglan, dann weiter durch Lehen und mündet in der Au in die Salzach. An der Böschung der Diluvialterrasse bei Anif entspringt ein mächtiger Bach, der südlich an Hellbrunn vorüberfließt und sich oberhalb der Sigmund Thun-Brücke in die Salzach ergießt. Im Park von Hellbrunn entspringen eine Anzahl von Quellen, welche den Park bewässern und deren Abfluß als Hellbrunner Bach an Morzg vorüber und durch Kleingmein seinen Weg nimmt und etwas unterhalb der Karolinenbrücke in die Salzach mündet. Beide Bäche, jener von Anif und die Quellen von Hellbrunn, erhalten ihr Wasser zweifellos vom Untersberg, aber auch aus der Ebene, denn ihr Verdampfungsrückstand beträgt 0·28 *g* vom Liter, davon sind jedoch 26·7% organische Substanz. Zwischen Glan und Hellbrunner Bach liegt der Weg des sogenannten Almkanals; obwohl nur ein künstlicher Kanal, besitzt er doch naturwissenschaftliches Interesse, weil er größtenteils in dem alten Bette der Berchtesgadner Ache fließt. Er ist an der Landesgrenze beim „Hangenden Stein“ von der Berchtesgadner Ache abgezapft, fließt dann eine lange Strecke längs der Berchtesgadner Reichsstraße, verläßt dieselbe südlich vom Teich Leopoldskron, wird dann in mehrere Arme geteilt, von denen zwei in Stollen durch den Mönchsberg geleitet sind. Wir werden auf diesen Kanal noch später zurückkommen.

Das Untersbergmoor.

Zwischen dem Almkanal und der Gemeindestraße, welche von Maxglan über Himmelreich, Viehhausen, Gois zur Einsattlung zwischen Walserberg und Wartberg führt, liegt das große Untersbergmoor,

eine Fläche von ungefähr 10 km^2. In diesem Moor habe ich den Teil zwischen Glanfluß und Almkanal im Jahre 1879 genauer untersucht[1]). Es lagert hier unter dem Torf, dessen Mächtigkeit zwischen 1·25 *m* und 6·24 *m* schwankt und welche regellos durch das ganze Gebiet wechselt, eine Lettenschicht und unter dieser Schotter. Die Dicke des Lettens ist ebenfalls an verschiedenen Punkten sehr verschieden. Unter den 52 Bohrungen, welche vorgenommen wurden, fanden sich drei Punkte, welche gar keinen Letten zeigten; bei anderen war die Lettenschicht mehr oder weniger mächtig, sie schwankte zwischen 0·06 *m* und 3·0 *m*. Dort, wo die Lettenschicht dünn oder gar nicht vorhanden war, wurden stets größere Mengen eines brennbaren Gases erbohrt. Aus einem Bohrloche, in welchem 3·2 *m* Torf und darunter sofort Schotter ohne Lettenzwischenlage nachgewiesen wurde, beobachtete ich das ausströmende Gas noch vier Jahre später. Die Analyse des Gases ergab

Wasserdampf	1·29
Kohlensäure	1·85
Sumpfgas	46·79
Schwere Kohlenwasserstoffe	3·77
Wasserstoff	0·73
Atmosphärische Luft	45·57
Raumteile . . .	100·00

Daß diese Gase Produkte der trockenen Destillation bei der Torfbildung sind, ergibt sich aus den wöchentlichen Temperaturbeobachtungen, welche ich vom Oktober 1880 bis dahin 1881 gemeinsam mit Herrn Dr. Alexander Petter in fünf Bohrlöchern ausgeführt habe[2]). Die Beobachtungen ergaben in Tiefen von 1·50 bis 1·79 *m* mittlere Jahrestemperaturen, welche zwischen 8·7 und 9·9° C schwanken, während das Jahresmittel der Lufttemperatur 8·0° betrug.

Nach einem Manuskript aus dem Jahre 1830, welches ich kürzlich im städtischen Museum Carolino-Augusteum aufgefunden habe, war die Schichtfolge in der sogenannten Laschenzky-Kolonie im Untersbergmoor von oben nach unten folgende:

39 *cm* Pflanzen und Dammerde,
95 *cm* noch nicht „vollends verharzter" Torf mit Ast-, Stock- und Wurzelresten der Zwergkiefer,
8 *cm* feiner Sand,
37 *cm* lichtbrauner Torf, ein „Geflecht ohne alle Verharzung von Laub und Wurzeln" mit einem Backenzahn eines Rhinozeros,
47 *cm* „vollkommen mineralisierter brennbarer Sumpftorf",
110 *cm* Lehm, als Töpfer- und Ziegelton verwendbar,
30 *cm* erdiger Torf,
30 *cm* sandiger Lehm,
Liegend: Schotter.

[1]) Die Torfgase im Untersbergmoor. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde. Bd. XIX, 1879, pag. 168—183.

[2]) Fugger und Kastner, Naturw. Studien und Beobachtungen, Salzburg 1885, pag. 125—130.

Der Lieferinger Hügel.

Aus der Ebene erhebt sich eine Anzahl von isolierten Hügeln. Bei Liefering ragt ein kleiner Hügel kaum 10 *m* über die Diluvialebene; er gehört dem Flysch an und ist ein Rest des denudierten Querriegels des Salzachtales, welcher die Flyschberge im W (die „Högel") mit denen im O jenseits der Salzach (Plainberg, Heuberg) verband. Er besteht aus grauen Mergeln, Mergelkalken und Sandsteinen und enthält Fucoiden (*Chondrites intricatus Brongn.* und *Ch. Targionii Brogn.*) und Kohlensplitter.

Mönchs- und Festungsberg.

In der Stadt Salzburg hebt sich ein langgestreckter Bergrücken empor, der Mönchsberg mit dem Festungs- und Nonnberg, ersterer durch den Sattel von Bucklreut verbunden mit dem Rainberg. Nonnberg und Festungsberg bestehen aus Hauptdolomit, der von Rhätkalk überlagert wird. Der Dolomit ist teils breccienartig, teils feinkörnig, lichtgrau, teilweise etwas dunkler schattiert, mitunter von Kalkspatadern durchsetzt. Der rhätische Kalk ist bräunlich oder grau, dicht bis feinkörnig, mit splittrigem und geradem Bruch, sehr stark von Kalkspatadern durchzogen. Während der Dolomit fast ungeschichtet ist, zeigt der Rhätkalk meist deutliche Schichtung mit Einfallen unter 20—25° nach NW oder NNW. Der Kalkstein ist nach allen Richtungen zerklüftet und bildet steile Wände, auf deren Höhe die Festung Hohensalzburg steht. Die Grenze des Dolomits gegen die Konglomerate des Mönchsberges, welche nicht bis zum rhätischen Kalk emporreichen, ist nirgends bloßgelegt; das Schartentor steht auf dieser Grenze, denn die eine Seite desselben stößt auf den Dolomit, die andere entblößt bereits das Konglomerat. Der Dolomit des Festungsberges stößt jedoch nicht unmittelbar an das neogene Konglomerat des Mönchsberges, sondern es sind zwischen beide noch Glieder der Gosauformation eingeschaltet, welche in dem Almstollen, der unterhalb des Schartentors durch den Berg getrieben ist, aufgeschlossen sind. Es zeigt sich hier folgende Schichtenfolge:

Liegend: Hauptdolomit,
Gosaukonglomerat,
Gosaumergel mit Kohlenschmitzen,
Gosausandstein.
Hangend: Mönchsbergkonglomerat.

Am Fuße des Festungsberges in der Brunnhausgasse wurden bei Grabungen die rötlichgelben Nierentalmergel aufgedeckt

Der Mönchsberg besteht aus tertiärem Konglomerat, geschichtet in Bänken von 60—120 *cm* Mächtigkeit. Es enthält kleinere und größere Geschiebe von den verschiedensten lichten, grauen und roten Kalksteinen, Mergeln, grauen und roten Sandsteinen, Gneisen, Graniten, Glimmer- und Chloritschiefern, Hornsteinen und weißen Quarzen. Das Bindemittel dieser Geschiebe ist ein kalkig sandiges Zement mit Kalktuff. Das Konglomerat ist in der Regel sehr fest, obschon nicht

kompakt, sondern porös; zwischen den einzelnen Bänken befinden sich hie und da Schotterlager von 4—10 *cm* Dicke, deren Geschiebe nur lose zusammenhängen. Das Konglomerat enthält auch einzelne Schichten von Sandstein, in denen nur wenige gröbere Geschiebe auftreten, häufig ist derselbe von Eisenoxyd braun gefärbt, hie und da führt er Ausblühungen von Bittersalz. Die Bänke des Konglomerats streichen von S nach N und fallen unter Winkeln von 15—25° nach W. An einer Stelle — beim sogenannten Achleitnerturm — zieht eine vertikale Spalte durch die ganze Höhe der Felswand.

Der Rainberg

besteht seiner Hauptmasse nach aus demselben tertiären Konglomerat wie der Mönchsberg; an der Basis seiner Ostseite treten Ablagerungen der Gosauformation zutage [1]).

Zu unterst liegt Gosaukonglomerat, ein sehr hartes und dichtes Konglomerat, dessen Zusammensetzungsstücke meist wenig abgerundete Kalke sind; darüber folgen Tonmergel mit kohligen Zwischenlagen und zahlreichen Petrefakten, von denen *Cardium Ottoi Gein.* besonders häufig ist. Über diesen Mergeln treten Mergelkalke und mergelige Konglomeratmassen auf und endlich die sehr homogenen grauen, roten und rötlichgelben Nierentalmergel mit Inoceramenschalen. Über den Inoceramenmergeln liegt eine mächtige Bank des tertiären Sandsteines und darüber folgt das tertiäre Konglomerat.

Sowohl die Gosauschichten als das tertiäre Konglomerat des Rainberges haben genau dieselbe Lagerung wie die Konglomerate des Mönchsbergs, sie streichen von S nach N und fallen unter Winkeln von 15—25° nach W.

Auf der Höhe des Berges [2]) wurde im Jahre 1900 ein Gletscherschliff von mehr als 8 *m* Länge und 1 *m* Breite aufgedeckt; über demselben lagen von unten nach oben:

45—65 *cm* nicht gerundete Kalktrümmer vom Göll und Watzmann,
10 *cm* weiße, verwitterte Kalke,
44—55 *cm* Blocklehm mit sehr wenig eingeschlossenen Steinen, welche meist kantig waren,
75—78 *cm* Kulturschicht mit Rollsteinen, Knochenstücken und Tonscherben aus der jüngeren Steinzeit,
10 *cm* Humus.

Walser und Goiser Hügel.

Die Kirche von Wals steht auf glazialem Konglomerat. Dieses ist horizontal geschichtet, die Schichten sind meist nur 10—15 *cm* mächtig, nur einzelne besitzen eine größere Mächtigkeit.

---

[1]) Fugger und Kastner, Naturw. Studien und Beob., Salzburg, pag. 15—19.
[2]) Fugger, Zur Geologie des Rainberges. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, Bd. XLI, 1901.

Auch die Kirche von Gois ist auf einen kleinen Hügel gebaut; sein Gestein gehört den jüngeren Nummulitenschichten an und enthält viel Nummuliten und andere, aber meist schlecht erhaltene Versteinerungen.

Montforter Hügel.

Unmittelbar bei dem Dorfe Morzg zieht sich der Montforter oder Morzger Hügel von O nach W. An seinem Nordfuße ist die Lehmgrube einer Ziegelei gegraben; man beobachtet in derselben oben 30 *cm* Letten, dann 15 *cm* schwarzen Lehm mit Pflanzenresten, darunter hellgrauen Lehm mit verwittertem Raseneisenerz (Gelberde). Der Hügel selbst zeigt an seiner Ostseite graue harte Mergelkalke der oberen Kreideformation, die sogenannten Glanecker Schichten, an seiner Westseite sind den Kreideschichten glaziale Konglomerate aufgelagert. An Versteinerungen [1]) fanden sich in den Kreideschichten:

Cyclolites sp.
Serpula sp.
Ostrea sp.
Spondylus striatus Lam.
Pecten sp.
Vola quadricostata Sow.
Inoceramus sp.
Cardium Reussi Zitt.
" *cf. hillanum Sow.*
Trigonia scabra Lam.
Astarte cf. Gümbeli Zitt.
Crassatella macrodonta Sow.
Caprina sp.
Fimbria coarctata Zitt.
Cytherea polymorpha Zitt.
Cyclina primaeva Zitt.
Solen vagina Linn.
Liopistha frequens Zitt.
Delphinula granulata Zitt.
Trochus sp.
Natica lyrata Sow.
" *bulbiformis Sow.*
Cerithium cf. reticosum Sow.
Rostellaria plicata Sow.
Voluta fenestrata Zek.
Schloenbachia sp.
Haploceras sp.
Belemnites sp.

[1]) Siehe auch: Max Schlosser, Neue Funde von Versteinerungen aus der oberen Kreide in den Nordalpen. Zentralblatt f. Min. etc. 1904, pag. 655.

Glanecker Hügel.

Der vollkommen isolierte Hügel, auf welchem das Schloß Glaneck steht, gehört der nämlichen Kreideetage an wie der Montforter Hügel. Es sind meist dünngeschichtete Bänke von grauen Kalkmergeln und kalkig mergeligen Sandsteinen, welche nach N einfallen. Sie sind sehr reich an Versteinerungen[1]; im Salzburger Museum befinden sich außer Foraminiferen und nicht näher bestimmbaren Seeigeln acht sicher bestimmte Korallenarten, einige Exemplare von *Serpula filiformis Sow.*, 105 sicher bestimmte Spezies von Muscheln und 33 von Schnecken, dann

Nautilus elegans Sow.
„ *cf. sublaevigatus Orb.*
„ *spec.*
Hamites simplex Orb.
Turrilites polyplocus Roem.
Baculites anceps Lam.
„ *Faujassi Lam.*
Amaltheus lagarus Redt.
Schloenbachia Aberlei Redt.
Muniericeras gosavicum Hauer
Gauthiericeras inflatum Sow.
„ *margae Schlut.*
Mortoniceras texanum Römer
„ *serrato- marginatum Redt.*
Peroniceras cf. subtricarinatum Orb.
Haploceras bicurvatum Mich.
Gaudryceras Glaneckense Redt.
„ *cf. Sacya Forb.*
Acanthoceras Sussexense Sharpe
Scaphites cf. auritus Schl.
„ *nov. spec. aff. binodosus Roem.*
Belemnites sp.

Der Glanecker Hügel ist eine der wenigen Lokalitäten Salzburgs, an welchen Cephalopoden der oberen Kreide gefunden wurden.

Hellbrunner Hügel.

Der Hügel im Parke von Hellbrunn besteht aus demselben Konglomerat wie der Mönchsberg und Rainberg, es enthält häufig Zwischenlagen von Sandstein. Die Streichrichtung geht von S nach N mit meist flachem Einfallen nach W. Beim „Steinernen Theater“ beobachtet man am Felsbogen unten 2—3 *m* Sandstein, darüber abwechselnd feineres und gröberes Konglomerat in h 12° mit 3—7° Einfallen nach W. Im Hintergrunde des Theaters sieht man wieder

[1]) Gümbel, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. München 1866, II. — Redtenbacher, Die Cephalopoden der Gosauschichten. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1873, Bd. V, Heft 5.

bis zu 3 *m* Höhe die Sandsteinbasis, überlagert von Konglomerat, der Neigungswinkel ist hier 8°. Auf der Höhe des Hügels, östlich am Wege zum „Monatschlößchen", dasselbe Streichen mit 11° Einfallen gegen W; in einer kleinen Höhle in der Nähe des Monatschlößchens zeigt sich eine Einlagerung von Sandsteinplatten von 4—8 *cm* Dicke in einer Gesamtmächtigkeit von 70—75 *cm*. Das Streichen ist hier in h 1, 12° mit 26° Einfallen gegen W.

Bei der Sägemühle in der Au zwischen Hellbrunn und der Salzach steht Gosaukonglomerat an und zieht sich an der Hellbrunner Mauer mindestens 100 *m* weit hin; in demselben ist eine etwa 40 *cm* mächtige Einlagerung von Mergelkalken in Platten von 2—8 *cm* Dicke, welche gegen NW einfallen. Unter den Kalken kommt wieder das Gosaukonglomerat zutage.

Die Kirche von Anif steht auf Schotter und jungem, horizontal geschichtetem Konglomerat.

Die Hügel von St. Leonhard.

Bei St. Leonhard stehen drei Hügel, ein kleiner unmittelbar an der Berchtesgadner Straße, der Almbichl, ein zweiter, höher und langgestreckt, östlich davon, der Golser Hügel und endlich die nördliche Fortsetzung des letzteren.

Der Almbichl gehört den Roßfelder Schichten an; auf ihm fand ich direkt an der Straße anstehend einige Aptychen und Belemniten in einem sehr sandigen Kalke. Der Golser Hügel, der mehr als 80 *m* über die Ebene emporragt, besteht aus Schrammbachkalken, welche an der West- und Nordseite zutage treten und in einem großen Steinbruch bloßgelegt sind. Die Fortsetzung dieses Hügels gegen N ist vollkommen mit Vegetation bedeckt.

Vom Golser Hügel zieht sich ein schwach angedeuteter Höhenzug zum Montforter Hügel und in weiterer Fortsetzung desselben ein bis an den Mönchsberg reichender schmaler Hochrand auf der Diluvialfläche hin [1]). In gleicher Richtung damit zieht westlich des genannten Höhenzuges von der Talenge bei St. Leonhard über das Grödiger Eichet in die Gegend Gneis—Leopoldskron eine Reihe von Bodensenkungen, Niederungen und grubigen Vertiefungen herab, die im W zuerst vom Untersberg, dann unterhalb Grödig vom Moor begrenzt wird und in die beckenartige Vertiefung von Leopoldskron—Riedenburg mündet. Mehr und mehr unter die Mittelhöhe der Bodenfläche versinkend, zeigt diese Strecke bei aufmerksamer Betrachtung das Bild eines ausgetrockneten Flußbettes, in dem noch in historischer Zeit mannigfaltige Lachen, Wasseransammlungen, kleine Rinnsale, nasse Stellen und Sümpfe, zum Beispiel der Geiselreiher, die Tiefen im Grödiger Eichet, die Schleinlake, endlich die Teichmulde bei Leopoldskron und der Villa Berta auf eine Vergangenheit zurückweisen, in welcher die Berchtesgadner Ache noch nicht, wie heute, von St. Leonhard rechtwinklig abgelenkt, in der Gegend von Niederalm

[1]) Zillner, Die Wasserleitung der Alm. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, Bd. IV, 1864, pag. 5.

in die Salzach mündete, sondern in der beschriebenen Richtung herabfloß.

Bei St. Leonhard ist die Berchtesgadner Ache in die Neocomschichten tief eingeschnitten, im Bachbette selbst stehen überall die Schichtenköpfe hervor zum Zeichen, daß der Durchbruch an dieser Stelle erfolgt sein muß, und zwar, wenn auch nicht in historischer, so doch wenigstens in nicht gar zu ferner Zeit. Der Grünbach, welcher von der Ostwand des Untersberges zwischen Drachenloch und Leonhardspitze herabkommt, hat am Fuße des Berges einen kolossalen Schuttkegel aufgehäuft, welcher allmählich die Ache aus ihrem alten Bette verdrängte und sie zwang, sich einen neuen Weg zu suchen.

Noch eine andere Erscheinung spricht dafür, daß die Ache ihren alten Lauf in der beschriebenen Richtung, welcher der heutige Almkanal im großen und ganzen folgt, gehabt hat. Die Schotter der Diluvialebene führen selbstverständlich Gesteine aller Art und sind sohin auch reich an Urgebirgsgesteinen. Die Schotter, die man in der Richtung des alten Bettes der Berchtesgadner Ache trifft, sind aber vollkommen frei von Gesteinen der Zentralalpen, sie führen nur Materiale aus dem Berchtesgadener Lande.

Wenn aber die Berchtesgadener Ache ihren Lauf über die Salzburger Diluvialterrasse genommen hat, so folgt daraus, daß dies erst nach der Ablagerung derselben geschehen konnte, daß also der Durchbruch der Berchtesgadener Ache bei St. Leonhard gegen Osten erst am Ende oder nach dem Ende der Diluvialzeit stattgefunden haben muß.

Der Untersberg.

„Als letzte äußerste Warte der Berchtesgadner Gebirgsgruppe steht zwischen Saalach und Salzach ein Gebirgsstock seltener Art und von sonderbarer Gestaltung, dessen Namen träumerische Märchen mit dem Rufe ungeheurer Schätze in die weiteste Ferne getragen und mit der Zukunft der Geschicke Deutschlands eng verwebt haben." So schreibt Gümbel in seiner „Geognostischen Beschreibung des bayrischen Alpengebirges" [1]) und mit Recht. Die vorgeschobene Lage des Berges, das unvermittelte Emporsteigen der Felswände aus einer Ebene, deren Meereshöhe noch nahe am Fuße desselben nur 440 *m* beträgt, zu einer Plateauhöhe von 1400—1500 *m*, die düstere Färbung des ganzen Kolosses, die eigentümliche Zerklüftung geben dem Berge einen ganz besonderen Reiz. Die Vorberge, welche dem Untersberge im Norden gegen die Ebene vorgelagert sind, erreichen kaum die Höhe von 650 *m* und sind überdies im Westen durch die Eintiefung des Kahlgrabens und im Osten durch jene des Kühlbaches von ihm abgetrennt.

Östliche Vorhügel.

Der östlichste Vorberg ist der Lehnberg, ein kleiner Hügel mit dem Höhenpunkte 474 *m* am linken Ufer der Glan. Er besteht aus

---

[1]) Pag. 347.

Nierentaler Mergeln und Sandsteinen, welche von Nummulitenkalksandsteinen überdeckt sind. In den Nierentalschichten ist ein alter Steinbruch, in welchem Foraminiferenkalke auftreten.

In deu Lehmschichten des benachbarten Glanufers wurden folgende Konchylien gefunden:

Succinea putris L.
„ *Pfeifferi Rossm.*
Zua lubrica Müll.
Vitrina elongata Drapn.
Hyalina nitens Mich.
Helix sericea Drapn.
Helix pulchella Müll.
Planorbis marginata Drapn.
Cyclas cornea Pfeiffer
Lucena oblonga Drapn.
Patula rotundata Müll.

Südwestlich dieses Hügels, durch ein schmales Tal, das Lehntal, von ihm getrennt, erhebt sich ein zweiter Hügel, der Kleingmeinberg mit dem Höhenpunkte 508 *m* aus dem Moorgrunde. Er besitzt eine größere Ausdehnung als der erstere und sein Ostfuß zieht sich ebenfalls am linken Ufer der Glan hin. Auch er besteht aus Nierentalschichten mit einer Auflagerung von Nummulitensandstein.

Südwestlich vom Kleingmeinberg befindet sich der höchste nördliche Vorberg, der Kritzersberg (649 *m*) welcher der Hauptmasse nach ebenfalls aus Nierentalschichten besteht. Er ist von ersterem durch das Salztal getrennt, seinen Ostfuß bespült die Glan, im S begrenzt ihn ein Bach, der aus der Einsattlung zwischen Kritzersberg und Meinzing der Glan zufließt, und im W sowie aus dem Salztal fließt ein Bach gegen die Moorwiesen ab und schließlich im N des Lehnberges der Glan zu. In einem Seitengraben des westlichen Baches sind am Kritzersberg die Nummulitenschichten mit zahlreichen Petrefakten aufgeschlossen.

Südlich und westlich vom Kritzersberg schließt sich die Meinzing an mit dem Höhenpunkte 640 *m*, im S durch den Kühlbach vom Untersberg und im W durch einen unbenannten Bach von der Langwiesen getrennt. Auch die Basis der Meinzing sind Nierentalschichten, Mergel und Sandsteine, welche sowohl im Kühlbach als im westlichen und östlichen Grenzbache und am Nordabhang aufgeschlossen sind. Über den Nierentalschichten liegen eigentümliche Breccien aus scharfkantigen, eckigen Stücken weißen Plateaukalkes von 0·25—2 cm^3 Größe und kleineren Quarzkörnern, die durch ein tonig-mergeliges Zement verbunden sind; diese Breccien stehen in Wechsellagerung mit grauen Sandmergeln und Nummulitensandsteinen. Auf der Höhe des Berges, besonders auf dem Kulminationspunkte liegt direkt auf den eocänen Schichten glaziales Konglomerat vollkommen horizontal geschichtet, und zwar ist folgendes Profil zu sehen:

Oben: 4 *m* Konglomerat,
1 *m* Sandstein und teilweise loser Sand,
4 *m* Konglomerat,
eocäne Breccien, Mergel und Nummulitensandsteine.
Liegend: graue Nierentaler Mergelschiefer.

Bei den sogenannten Dachslöchern, kleinen Höhlungen im Konglomerat auf der Höhe der Meinzing, sind die Sandsteine außen mit einer 4—5 *cm* dicken Kruste von Aragonitsinter überflossen.

Die Langwiesen, welche sich zwischen der Meinzing im O und dem Steinerbach im W nach N hinzieht, steht in direktem Zusammenhang mit dem Untersberg und dacht gegen die Ebene fast gleichmäßig ab; sie zeigt daher sehr wenig Aufschlüsse. Nur am sogenannten Wurmsockel, dem Nordrande dieses Höhenzuges, sind unten Nierentaler, darüber Nummulitenschichten aufgeschlossen.

Hacklmais—Wartberg—Walserberg.

Der folgende von S nach N ziehende Rücken zwischen dem Steinerbach und dem Oberlaufe des Neckertalbaches bildet ebenfalls eine direkte Fortsetzung des Untersberges. In der obersten Partie dieses Rückens liegt an der Straße Fürstenbrunn—Großgmein eine Moräne, reich an großen und schön gekritzten Steinen; nördlich der Straße steht das sogenannte Hacklmais; dann setzt sich der meist bewaldete Höhenzug gegen N fort und zeigt dann eine Einsattlung von O nach W mit dem Höhenpunkte 499 *m*. In den Gräben, welche sowohl gegen O als W von diesem Punkte abwärts ziehen, sind Nummulitensandsteine aufgeschlossen. In der Tiefe des westlichen Grabens und im Neckertalbach treten graue Nierentalmergel als Liegendes der Nummulitenschichten auf und reichen hinaus bis in die Diluvialebene von Schwarzbach und Weißbach. Erst in der Nähe der Brücke der Gemeindestraße Marzol—Gois tauchen die Nierentalmergel unter die Nummulitenschichten in die Tiefe hinab. Nördlich der vorhergenannten Einsattlung mit dem Höhenpunkte 499 *m* setzt sich der Wartberg in der Richtung nach NNW fort und an ihn schließt sich in derselben Richtung der Walserberg an, der an der Saalach sein Ende findet. Dieser Höhenzug Hacklmais—Walserberg ist derjenige unter allen Vorbergen, welcher am weitesten in die Ebene hinaustritt. Er bildet zugleich die südwestliche Grenze derselben. Bei der vorher genannten Neckertalbrücke steht ein dichter Kalksandstein an, reich an Nummuliten; auf der Höhe des Wartberges trifft man ebenfalls an einigen Punkten anstehenden Nummulitenfels.

Der Walserberg ist durch eine Eintiefung, durch welche die Gemeindestraße Marzol—Gois führt, vom Wartberg getrennt. Sein südlicher Teil gehört noch dem Nummulitensandstein an, welcher in einem Steinbruche in der Nähe des Keindlgutes bloßgelegt ist. Es ist ein deutlich geschichteter dichter Sandstein in Platten von 8—70 *cm* Dicke in h 7, 5° mit 18° Einfallen nach SSW, welcher zahlreiche Kohlenschmitzen und hie und da einzelne Nummuliten enthält. Nörd-

lich und nordwestlich dieses Steinbruches beobachtet man nur mehr glaziale Schotter und Konglomerate; ein solches Konglomerat ist an der Reichsstraße angeschnitten, welche über den Berg führt. Am nordwestlichen Ende des Berges, und zwar hauptsächlich am Saalachufer steht Flysch an vielen Punkten an: graue Sandsteine oder Mergel, deren Farbe hie und da ins Rötliche übergeht, mit *Chondrites Targionii Brongn.* und Kohlensplittern. Bei Bichlbruck sind die Flyschsandsteine, welche hier die charakteristischen Wülste tragen, von grünlichgrauen und hellroten Nierentalmergeln mit dem Einfallen nach SSW überlagert.

Die Umgebung von Marzol.

Zwischen dem Walserberg und dem Schwarzbach einerseits und dem Weißbach anderseits liegt eine kleine Diluvialterrasse, von der früher die Rede war. Während die Bäche, die ostwärts vom Wartberg von den Vorbergen kommen, unmittelbar oder mittelbar durch den Steinerbach in die Glan abfließen, finden die westlich vom Wartberg auftretenden ihren Abfluß in die Saalach und geht ihr Unterlauf durch die oben genannte kleine Diluvialterrasse. Es sind dies der Schwarzbach mit dem Neckertal-, Dachsbichl- und Holzeckerbach, der Hackenbach, in seinem Oberlaufe Kahlbach genannt, mit dem Tannenbach, dem Schoßbach und dessen Zuflüssen und dem Eulerbach, endlich der Weißbach, in seinem Oberlauf als Augustinerbach bezeichnet, mit dem Krebsenbach, Höllauer Bach und einigen Zuflüssen vom Lattengebirge.

Die Vorberge zwischen Neckertal- und Dachsbichlbach, dann zwischen diesem und dem Holzeckerbach — der sogenannte Färberbichl — endlich jener zwischen Holzecker Graben und Hackenbach sind im S durch den Kahlbach vom Untersberg abgetrennt; sie sind fast durchaus mit glazialen Schottern überdeckt, zeigen an vielen Stellen wohlerhaltene Grundmoränen und nur hie und da findet man in einem Grabenanschnitte das Nummulitengestein aufgeschlossen.

Plainberggruppe.

Zu den Vorbergen des Untersberges sind noch jene Hügel zu rechnen, welche links vom Wolfschwanger Bach und Hackenbach liegen bis hinüber zur Saalach.

Südsüdöstlich von Großgmein steht auf einem Hügel in etwa 665 *m* Meereshöhe ein in neuester Zeit zur Villa adaptiertes Haus, Wolfschwang, von welchem aus man eine prächtige Rundsicht genießt. An der Ostseite des Hügels, in der Nähe des berühmten Hippuritenfelsen, entspringt der Wolfschwanger Bach, fließt in der Richtung nach NNO, vereinigt sich mit dem vom Untersberg kommenden Grünbach und Schoßbach, welche sich in den Kahlbach ergießen, dieser fließt, nachdem er die genannten Bäche aufgenommen, eine Strecke fast westlich, wendet sich dann unter dem Namen Hackenbach nördlich oder richtiger nordnordwestlich und betritt bei Marzol die Ebene, um dann der Saalach zuzufließen. Am Westfuße des

Wolfschwanger Hügels fließt der Höllauer Bach nach NNW, erreicht unterhalb der Ruine Plain die Straße, welche von Großgmein nach Marzol führt, und ergießt sich bei Großgmein in den Weißbach. Die Straße zieht sich eine Strecke am Krebsenbach hin, welcher am Westfuße des Plainberges entspringt und in nordnordöstlicher Richtung verläuft. Nahe der Landesgrenze biegt der Bach nach W ab und erreicht dann in kurzem die Ebene.

In diesem eben umschriebenen Gebiete — zwischen Wolfschwanger und Hackenbach einerseits und Höllauer und Krebsenbach anderseits — liegt eine Hügelgruppe mit einzelnen aufsteigenden Höhen: Wolfschwang 665 *m*, Höllbichl 720 *m*, Ruine Plain 655 *m*, Preischenhöhe 681 *m*, Windhag 658 *m* und Plainberg 687 *m*. Der Plainberg ist nicht zu verwechseln mit jenem Berge, auf welchem die Ruine Plain steht und welcher Schloßberg heißt. Auf diesen Vorbergen und an ihrem Fuße treten an zahlreichen Stellen die Nummulitenschichten zutage; im obersten Höllauer Graben unmittelbar südlich vom Wolfschwanger Hügel, in dem Graben zwischen diesem und der Hochburg ist ihre Unterlage aufgedeckt, die Nierentalmergel.

Die Nummulitenschichten ziehen, anfangs als schmaler Streifen, von Haag, nördlich von Hallturn gegen Hochburg, und erreichen dann in diesen Vorbergen ihre größte Verbreitung.

An der Hochburg tritt ein Konglomerat auf, aus Sand und kleinen, höchstens 1 *cm* im Durchmesser haltenden weißen Quarzsteinchen zusammengesetzt, hie und da von kleinen kugeligen Nummuliten erfüllt. Diese kleinkörnigen Konglomerate und Nummulitensandsteine reichen bis gegen Hallturn hinauf.

Der Höhenzug am linken Ufer des Wolfschwanger Baches bis zu dessen Einmündung in den Kahlbach zeigt an vielen Stellen Aufschlüsse in den Nummulitensandsteinen, und zwar entweder als Konglomerate oder, und zwar häufiger, als Kalksandsteine, welche letztere stellenweise außerordentlich reich an Nummuliten sind. Im S, am Wolfschwanger Hügel, herrschen noch die Konglomerate vor, weiter gegen N, zum Beispiel bei Preischen, Windhag, sind die Sandsteine überwiegend. „Zwischen Wolfschwanger Hügel und dem Höllbichl steht schon der feinere, mehr mergelig kalkige Sandstein am Wege an mit kleinen Nummuliten, weiter gegen NW mergelige und fast tegelige Schichten, die in zwei Ziegelöfen im SO der Ruine Plain verarbeitet werden. Im südlichen Aufbruch sieht man hie und da in Mergelschichten konkrezionäre unregelmäßige sandig-kalkige Lagen voll zusammengebackener Korallen und einzelne schlecht erhaltene Gastropoden, auch einzelne Korallen im Tegel; ein großer Stiel von *Pentracinus diaboli* stammt von diesem Fundorte. Im nördlichen Aufschlusse scheinen die Korallen nur sehr spärlich und nicht in Konkretionen vorzukommen, dagegen findet man zahlreiche, aber allerdings schlecht erhaltene Gastropoden, wie Cerithien, Pleurotomen und große Dentalien. Der Schloßberg, auf welchem die Ruine Plain steht, dürfte ziemlich hoch hinauf diese tonigen Schichten führen, die Gehänge sind wenigstens sehr schmierig, erst der Gipfel zeigt wieder sandig-kalkiges festes Gestein wie die höheren Partien am Südabhange des Plainberges. Am Nordgehänge unterhalb Preischen findet

man unten hie und da Aufschlüsse in sehr weichen tonigen Mergeln mit spärlichen Petrefaktenspuren, höher in zerfallenden, mürben, sandigen Mergeln mit *Serpula spirulaea* und zahlreichen kleinen Nummuliten und Amphisteginen, auch Heterosteginen, Operculinen und Orbitoiden. Noch höher am Wege werden die Mergel etwas fester und wechseln mit kalkigen Bänken, die zum Teil ganz mit kleinen Nummuliten erfüllt sind, den eigentlichen Nummulitenkalksandsteinen, die sich über die ganze Höhe der Preischen hinziehen. Am Südabhange gegenüber dem Bruchhäusl sind Nierentalschichten aufgeschlossen.“ (Bittner.)

Zwischen Schloßberg und Plainberg tritt eine Art Grünsandstein auf mit kleinen kugeligen Nummuliten und *Exogyra Brongniarti* in mächtiger Lagerung und überdeckt von grünen sandigen Tonen. Am Südostabhange dieser beiden Berge lagern wieder die nummulitenreichen Kalksandsteine. Am Plainberg stehen über den Nummulitensandsteinen in 635 *m* Höhe sandig-mergelige Schiefer, kalkige Sandsteine und erdige Kalke an, welche sich durch großen Reichtum an Pflanzenresten (Blättern) und weißschaligen, leicht zerbrechlichen Konchylien auszeichnen, außerdem aber auch andere Petrefakten, wie wenig Nummuliten und andere Foraminiferen enthalten. Dieselben Schichten sind auch am Südabhange des Schloßberges in einem kleinen Steinbruche beim Vogelsang entwickelt.

„Im NO des Höhenzuges nahe der Mündung des Wolfschwanger Baches in den Kahlgraben werden die Nierentaler Mergel völlig regelmäßig von eocänen Mergeln überlagert, in denen sich bald die härteren Bänke von sandig-kalkiger Natur einstellen, unter deren tiefster knollige, zerreibselartige, fossilreiche Einschwemmungen mit kleinen Nummuliten liegen. Höher lagern mächtige sandig-mergelige, ziemlich steil nach NW fallende Bänke mit zahlreichen weißschaligen Petrefakten von sehr schlechter Erhaltung. Auf der Höhe des Windhagrückens lagern glaziale Konglomerate, am Nordostabhange an der Straße ist hie und da ein blauer Mergel aufgeschlossen.“ (Bittner.)

An der Nord- und Nordwestseite des Höhenzuges, im Kahlgraben und bei Weißbacher, am Plainberg und Schloßberg stehen Mergelkalksandsteine an von gelblich- oder häufiger bläulichgrauer Farbe, feinkörnig, manchmal sehr hart mit wenigen, aber meist großen Nummuliten und Austern (Granitmarmor). Sie sind besonders gut aufgeschlossen im Gruberbruch am Plainberg und im Hofbauerbruch am Schloßberg.

Die sämtlichen eocänen Gesteine, welche bisher besprochen wurden, scheinen einen einheitlichen und nicht näher zu gliedernden Komplex zu bilden; eine konstante Reihenfolge der verschiedenen Gesteinsarten ließ sich bisher noch nicht konstatieren.

Die kleine Ebene zwischen Höllauer Bach und Weißbach ist von glazialen Schottern bedeckt.

Randersberg.

Ein etwas weiter gegen W vorgeschobener Vorberg des Untersberges ist der Randersberg zwischen Krebsenbach im O und N, dem Weißbach im W und dem Unterlauf des Höllauer Baches im S.

Seine höchste Erhebung ist die Kernhöhe (608 *m*) im S und ein Höhenpunkt 571 *m* weiter gegen N. Im S sind an der Straße in mehreren Steinbrüchen die harten Kalksandsteine mit den großen Austern aufgeschlossen. Bei der Strohmühle unmittelbar nördlich von Großgmein befand sich vor Jahren ein Gipsbruch, der heute in einem Park eingeschlossen ist. Dieser Gips gehört den Werfener Schiefern an. Es ist also hier ein Aufbruch zu konstatieren, der sich nach W und NW bis nach Gruttenstein und St. Zeno verfolgen läßt. In dem Gipsbruche, wo Gips und Ton sich innig gemengt zeigten, wurden häufig kleine Blättchen von Marienglas und meist kleine, verdrückte, rotgefärbte Pseudomorphosen von Gips nach Steinsalz gefunden. Es kamen aber auch, allerdings selten, Pseudomorphosen mit 25 *mm* Seite, dann Eisenglanzkristalle und kleine Trauben kristallisierten Kupferkieses vor. Auf der Höhe des Berges liegen glaziale Schotter und Moränen.

Den Krebsen- und unteren Weißbach entlang ziehen eocäne (oder vielleicht oligocäne) Sandsteine, Mergel, Mergelkalke und Mergelschiefer, welche die Nummulitenschichten überlagern und die wir Zementschichten nennen wollen. Sie sind an vielen Stellen bloßgelegt. „Nördlich vom Bachbauer, südöstlich unter der Kuppe 584 *m* befindet sich ein kleiner Steinbruch in von Petrefakten ganz erfüllten harten und weichen Mergeln, sie enthalten kleine Nummuliten, Heterosteginen, Amphisteginen, kleine Bivalven, Dentalien und andere Gastropoden; die Gesteine fallen sehr flach nach SO" (Bittner). Beim Reiterbauer werden die Zementschichten von der Straße angeschnitten; im Elendgraben, welcher parallel und zwischen dem Krebsen- und Weißbach fließt und in ersteren mündet, befinden sich zwei aufgelassene Steinbrüche, die sogenannten Kanzlerbrüche, beim Mayrhofer und beim Wiesenbauer findet man Aufschlüsse; endlich ist am Schiefergraben, der in den Weißbach mündet, ein großer Zementbruch im Betrieb, dessen Material in der benachbarten Fabrik verarbeitet wird. Die Zementmergel sind hier ziemlich arm an Versteinerungen, sie enthalten hauptsächlich Bivalven. Die Schichten fallen noch SO, steile in SO fallende Klüfte und Rutschflächen sind ziemlich häufig.

In den Sandsteinen und Mergeln finden sich gar nicht selten kohlige Pflanzenreste in größerer Menge beisammen. Im Elendgraben fand man sehr fett aussehende Pechkohlen von der Art der Heringer Kohle, jedoch nur in schwachen Schnürchen und kleinen Nestern, so daß die Versuche, sie zu gewinnen, wegen des putzenförmigen Vorkommens und der geringen Mächtigkeit der Kohle bald wieder eingestellt wurden.

An der Straße nördlich vom Reiterbauer steht glaziales Konglomerat an.

Gruttenstein und Kirchholz.

Es erübrigt uns noch, den westlichsten Vorberg zwischen Weißbach und Saalach zu besprechen, welcher im S von der Straße begrenzt ist, die von Reichenhall in der Richtung nach Hallturm zum

Alsinger Bach führt. Es ist dies der Höhenzug Gruttenstein—Kirchholz.

Von zahlreichen Wegen durchschnitten, mit Wald, Wiesen, Gehöften und Villen bedeckt, zeigt dieser Bergzug oberflächlich, wo der Boden bloßgelegt ist, fast nur glaziale Schotter und Moränen. Hinter Schloß Gruttenstein trifft man auf glaziale Konglomeratfelsen.

Die Wände der Westseite von Gruttenstein bis St. Zeno legen an sehr vielen Stellen die plattigen oder selbst schiefrigen, dunklen Reichenhaller Kalke bloß; auch am Wege von Großgmein nach St. Zeno trifft man auf solche. An der Ostseite in Leopoldstal sind in einem Gipsbruche am linken Ufer des Weißbaches, nahe gegen-

Fig. 1.



Steinbruch im Kirchholz.

über dem vorher vom rechten Ufer bezeichneten die Werfener Schiefer aufgedeckt. Auch dieser Gipsbruch führt neben rotem und weißem derben Gips Marienglas und Pseudomorphosen nach Steinsalz. Weiter nordwärts am Weißbach sind dann in einem verlassenen Steinbruche Nummuliten- und Zementschichten aufgeschlossen. „Es sind braune und blaugraue Mergel, ziemlich steil NW fallend. Besonders die oberen Bänke sind ganz erfüllt von operculinenartigen, flachen, aufgerollten Formen und großen Orbitoiden, hie und da auch mit Korallen; überdies ist der ganze Steinbruch außerordentlich reich an Konchylien. Nachdem das Einfallen der Mergel im Zementbruch am Schiefersteingraben nach SO geschieht, so zeigt der eben besprochene Steinbruch wohl den Gegenflügel der Antiklinale, obwohl

die Schichten nicht absolut dieselben sein werden, da der erstere Bruch arm an Petrefakten ist“ (Bittner).

An der Westseite des Berges oberhalb St. Zeno befindet sich ein gegenwärtig ebenfalls verlassener großer Steinbruch (Fig. 1). An der Rückwand derselben sowie an dem rückwärtigen Teile der südlichen Wand stehen harte, granitmarmorartige, sandige Kalke an, stellenweise mit großen Austern, Pecten und Korallen; Zwischenschichten von graulichem Mergel und Sandstein sind reich an Globigerinen. Im Liegenden der Kalke lagern hellgraue Mergel voll Foraminiferen, besonders *Orbitoides papyracea*, kleiner Nummuliten, wie *Nummulites striata*, *N. contorta* und *N. curvispira*, dann zahllose Globigerinen und Kokkolithen; von ersteren hat man 14.400—18.000, von letzteren gegen 36.000 auf einen Kubikzentimeter gezählt (Gümbel). Die Schichten des Steinbruches streichen von O nach W oder SO nach NW und fallen sehr steil nach N oder NO, an der Südwand stehen sie nahezu senkrecht. Am vorderen Teile der Südwand (im Bilde rechts) stehen ebenso steil aufgerichtet die roten Nierentalmergel und wenige Schritte außerhalb des Steinbruches trifft man wieder auf Muschelkalk und sogar Werfener Schiefer; in nächster Nähe lagert eine Moräne und etwas unterhalb derselben ein glaziales Konglomerat. Die Nordspitze des Rückens von St. Zeno besteht noch aus Eocän.

In der Nähe von Gruttenstein beobachtet man auf der Hochfläche des Berges eine Reihe von sehr beträchtlich vertieften trichterartigen Löchern, welche durch Auslaugung des dortselbst auftretenden Gips- und Haselgebirges entstanden sind.

In den Reichenhaller Kalken des Gruttenstein entspringen die Salzquellen, deren stärkste 27 Prozent Kochsalz enthält.

Die Ebene, auf welcher die Stadt Reichenhall steht, gehört dem Alluvium an.

Das Rosittental

am Nordostrande des Untersberges erstreckt sich in der Richtung von S nach N und ist umgeben im W von den Steilwänden des Firmiankammes, im S von einem Bogen, der vom Geiereck (1801 *m*) über den Schellenberger Sattel (1433 *m*) und das Kleine Geiereck (1464 *m*) zur Leonhardspitze (1182 *m*) zieht und im O durch den Kamm zwischen letzterer und dem Grödiger Törl (940 *m*), dann der Fortsetzung dieses Kammes gegen N, dem sogenannten Gemeindeberg. Diesem gegen O vorgelagert ist ein niedriger Hügel, der Gosleifels (571 *m*). Am Fuße dieses Felsens befindet sich ein Steinbruch im Dachsteinkalk, der hier wie überhaupt auf dem Untersberg meist rein weiß oder etwas rötlich gefärbt ist; die Schichtflächen oder Bruchflächen enthalten meist eine rote tonige Masse, auch Kalkspatkristalle, besonders Skalenoëder sind nicht selten. An Petrefakten wurde in diesem Steinbruche bisher eine *Halorella amphitoma Qu.* gefunden.

Am Nordfuße des Gemeindeberges, unmittelbar am Ausgange des Rosittentales, befindet sich der sogenannte Rosittensteinbruch, in welchem mehrere Exemplare von *Halorella amphitoma* gefunden wurden. Der Gemeindeberg sowie die linke Talseite gehören dem

Dachsteinkalk an, über welchen der Bach in einer engen Schlucht — etwa 550 *m* über dem Meere — in einem hübschen Wasserfall hinabstürzt. Etwa 180 *m* höher (730 *m*) führt ein Steg über den Bach und hier sind sandig mergelige Schichten, die Raibler Schichten, bloßgelegt, und zwar in h 4 mit 38° Einfallen gegen NW; von diesem Punkte ziehen sie südwärts anfangs zu beiden Seiten des Tales einerseits an den Wänden des Firmiankammes entlang, anderseits gegen die untere Rosittenalpe (810 *m*) und von hier aufwärts zum Grödiger Törl. Bei der Alpe bilden sie zersetzte, bunte, grauliche und rote, sandig-mergelige Gesteine, weiter oben sind sie als grell gelb gefärbtes Gestein vom Wege angeschnitten. Gegen Grödig hinab ist unterhalb des Törls nichts mehr davon zu sehen. Auch an den Wänden des Firmiankammes läßt sich diese Schicht nicht weiter verfolgen. Oberhalb der Raibler Schichten tritt im Bachbette und dann weiterhin im ganzen Talboden zwischen unterer und oberer Rosittenalpe die Unterlage der Raibler Schichten, hellgefärbter Ramsaudolomit auf, schmutzig weiß, zum Teil breccienartig, steil nach N oder NO fallend.

Die obere Rosittenalpe (1287 *m*) liegt in einer weiten Mulde auf einer grünen Stufe, aus der acht bis neun Quellen entspringen und welche frappant an ähnliche Stufen der Raibler Schichten erinnert; sie ist aber teils so überwachsen, teils dergestalt mit Gesteinsschutt überdeckt, daß nichts vom anstehenden Gestein zu sehen ist. „Dagegen findet man wenige Schritte unterhalb des Schellenberger Sattels an dessen Nordseite und noch deutlicher in einem Wasserrisse, der südöstlich von der Alpe zwischen dem höheren Abhange des Kleinen Geiereck und der nächst anschließenden Spitze, die schon in der Richtung gegen die Leonhardspitze liegt, herabkommt, gelbbraun verwitternde, innen graue und unregelmäßig oolithische, plattige Gesteine, deren abgewitterte Flächen zahlreiche Pentacrinitenstielglieder, große gezähnte Cidaritenstacheln und Carditen zeigen. Wie schon erwähnt, ist an der Ostseite unter dem Grödiger Törl von den Carditaschichten nichts mehr zu sehen, dagegen scheint hier der Dolomit etwas gegen N zu ziehen und südöstlich oberhalb des Gosleifelsens trifft man schmieriges Terrain mit grauen und roten, sandigen und dünnschiefrigen Mergeln, ohne Zweifel den Werfener Schiefern angehörend, da ziemlich zahlreiche Stücke plattigen Sandsteines mit Glimmer ganz ähnlich dem Lingulasandsteine des Hammerstielbruches herumliegen. Dieses Terrain reicht ganz nahe zu den Kellern unter dem Gosleifels, also knapp bis Grödig.“ (Bittner.)

In der steilen Ostwand befindet sich die Kolowratshöhle (1391 *m*), eine Eishöhle [1]) von mehr als 100 *m* Länge, 39 *m* Breite und 34 *m* Höhe von wunderbarer Schönheit, und die Gamslöcher, mehrere miteinander kommunizierende trockene Höhlen. Oberhalb der Kolowratshöhle führt ein in den Fels gehauener Weg, der Dopplersteig, auf das Plateau des Berges. „Am Dopplersteig ist der Dachsteinkalk voll großer Gastropoden (Chemnitzien) und anderer Fossilauswitterungen, das Einfallen ist hier mehr gegen NO. Im Schutte des Gamskares

---

[1]) Fugger, Die Eishöhlen des Untersberges. Mitt. d. Ges. f. Salzburg. Landeskunde, 1888, Bd. 28.

unter dem Geiereck wurden einzelne Blöcke mit gerippten, andere mit glatten Pedaten, zahlreiche mit Korallen- und Schneckenauswitterungen, einer mit unauslösbaren Ammoniten und einem *Orthoceras*. endlich auch noch ein Block mit *Megalodon triqueter Wulf.* gefunden." (Bittner.)

Der Firmianrücken

scheidet das Rosittental vom Brunntal. Er steigt anfangs ziemlich steil an und dacht gegen beide Täler teils in sehr steilen Gehängen, teils in Felswänden ab. Bis zur Meereshöhe von 1300 *m* ist er bewaldet, dann beginnt kahler Fels in Wänden, die bis zum Plateau (etwa 1450 *m*) reichen. In diese Wände ist ein Steig eingebaut, die sogenannte Steinerne Stiege. Hier entspringt eine kleine Quelle, welche über die Mitte des Rückens hinabfließt und erst in den unteren Partien sich einen kleinen Graben, den Eisgraben, eingerissen hat. Der Rücken gehört durchaus dem Dachsteinkalk an.

Ungefähr in der Mitte zwischen Rosittenbach und Eisbach ist unten in der Ebene ein kleiner Hügel an den Fuß des Firmianrückens angelagert, auf ihm steht das „Blochhäusl". Dieser und der östlich gegen den Rosittenbach vorgelagerte Hügel besteht aus Breccie und Konglomerat mit gelbrotem Bindemittel; diese wenig mächtige Vorlagerung dürfte der Gosauformation angehören. Der schmale und niedrige Hügelzug, der längs des Fußes des Untersberges westlich von Glaneck bis zur Kugelmühle am Ausgange des Brunntales liegt, besteht aus Glanecker Kalkmergeln, ist aber fast überall mit Schuttmassen bedeckt. An seinem Nordende — in der Nähe von Glaneck — beobachtet man ein glaziales Konglomerat und in der Nähe desselben liegt eine Moräne.

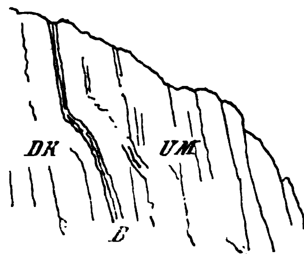
„Der Firmianrücken selbst ist eine einzige, nach N fallende Schichtmasse des hellgefärbten Kalkes." (Bittner.) Westlich des Eisgrabenbründls findet man in losen Stücken massenhaft Fossilauswitterungen, ganze Stücke voll Korallen, kleinen Gastropoden usw. Beim Anstiege zur Steinernen Stiege liegen zahlreiche Platten von Lithodendron, weiter oben fand Bittner eine *Spirigera* und hie und da megalodonartige Durchschnitte. Unmittelbar unter dem oberen Ende des Dopplersteiges lagern Bänke mit *Halorella curvifrons Bittn.* und dem schönen gegitterten *Pecten Stoliczkai.* Auch an dieser Stelle ist das Fallen fast genau nördlich. Das Gestein des Rückens ist vorherrschend weiß, oft rötlich, manchmal schön rosenrot und äußerst rein; die weißen Kalke enthalten 99·5 Prozent Kalziumkarbonat.

Das Brunntal.

Zwischen dem Firmianrücken einerseits und der Abfalterwand anderseits zieht sich vom Abfalterkopf (1723 *m*) abwärts in nahezu nördlicher Richtung das Brunntal hin. Der Koppengraben bildet den Abfluß seiner Gewässer. Etwas über der Isohypse 800 *m* beginnt im Brunntal ein zweiter Graben, der Fürstenbrunner Graben. Dieser ist parallel zum Koppengraben und meist trocken. In ihm entspringt,

595 *m* ü. d. M., aus einer Verwerfungsspalte im Dachsteinkalk die mächtige Fürstenbrunner Quelle, welche die Stadt Salzburg mit herrlichem Trinkwasser versieht und deren Überwasser sich erst unten am Fuße des Berges bei der Kugelmühle (456 *m*) mit dem Wasser des Koppengraben vereinigt. In der Nähe der Kugelmühle beobachtet man in einer Schottergrube einen Moränenrest, reich an gekritzten Steinen. Die Ostseite des Brunntales, welche durch den Abhang des Firmianrückens gebildet wird, gehört durchaus dem Dachsteinkalk an. An der Quelle des Fürstenbrunnens streicht dieser in h 9 mit 40° Verflächen gegen SO. Ungefähr gegenüber an der linken Seite des Fürstenbrunner Grabens, an dem Wege, der von der Quelle weg zu den neueröffneten Mayr-Melnhofschen Marmorbrüchen führt, beobachtet man die Lagerung in h 8 mit 60° Einfallen nach NW; weiter oben an diesem Wege (510 *m*) tritt man an die Grenze zwischen Dachsteinkalk und dem überlagernden Untersberger Marmor, beide durch

Fig. 2.



Grenze zwischen Dachsteinkalk und Untersberger Marmor im Fürstenbrunner Graben.

510 *m* über dem Meere.

DK = Dachsteinkalk. — *B* = Breccien. — *UM* = Untersberger Marmor.

eine Breccie voneinander getrennt (Fig. 2). Der Kreidekalk des Untersberger Marmors streicht hier in h 5 und fällt mit 15° nach N.

Der Kamm zwischen Fürstenbrunner und Koppengraben zeigt an seiner Ostseite vom Fürstenbrunnen abwärts überall als Untergrund den stark zerklüfteten Dachsteinkalk; von der Quelle aufwärts kann man den Kreidemarmor bis in die Meereshöhe von 750 *m* verfolgen und abwärts reicht der Marmor stellenweise bis fast auf die Talsohle hinab, wo er von grauen und roten Mergeln überlagert ist, welche den Nierentalschichten angehören. Auf diesem Kamme befinden sich die Mayr-Melnhofschen Marmorbrüche. Das Gestein ist weiß, rötlich oder gelblich, feinkörnig, mitunter andersfarbig punktiert. In diesen Brüchen fand man bisher zwei Exemplare von *Gauthiericeras cf. margae Schlüt.* An der Oberfläche der Felsen zeigen sich stellenweise prächtige Karrenrinnen, an anderen Stellen liegen Moränen.

Steigt man von W her in den Koppengraben, so findet man an einer etwas unbequem gelegenen Stelle als Überlagerung des Marmors die Glanecker Kalkmergel. Weiter aufwärts im Graben, der hier zu

einer ungangbaren Schlucht wird, sieht man zahlreiche prächtige Auswaschungsformen, besonders bei dem Stege, der vom Fürstenbrunnen her zum sogenannten Hofbruch führt. Weiter oben im Koppengraben, etwas unterhalb der Brunntalklause kommen unter den Marmorschichten rein weiße Kalke zum Vorschein, anfangs am linken, dann aber auch am rechten Ufer. Diese Kalke gehören dem Tithon an; gleich oberhalb der Klause stehen am rechten Ufer Oolithe, Korallen und verschiedene tithonische Gastropoden, hauptsächlich Nerineen an. Im Graben aufwärts befindet man sich stets auf diesen weißen Kalken, bis man dann am linken Ufer unter den Nerineenkalken eine ziemlich mächtige rote Schicht trifft, die man zuerst in der sogenannten Rustenhöhle bemerkt. Hier beobachtet man einen sandigen plattigen Kalk von roter Farbe in einer Gesamtmächtigkeit von 65 *cm*, die Dicke der einzelnen Platten schwankt zwischen 2 *mm* und 4 *cm*; darunter eine Reibungsbreccie als Grenzschicht und unter dieser weißen Kalk. Da nun sowohl der Dachsteinkalk des Untersberges als auch der Tithonkalk sich durch ihre weiße Farbe auszeichnen, ist es recht gut möglich, daß wir an dieser Stelle alle drei Etagen: Dachsteinkalk, Lias und Tithon vor uns haben.

Von der Rustenhöhle aufwärts treten die roten Kalke mächtiger auf und führen Petrefakten, welche sie als Lias charakterisieren:

Spirifer brevirostris Opp.
Rhynchonella cf. Delmensis Haas et Petri
„ *cf. variabilis Schloth.*
„ *retusifrons Opp.*
„ *cf. micula Opp.*
„ *serrata Sow.*
„ *rimosa Buch*
Terebratula Aspasia Men.
Waldheimia cf. Lycetti Dav.
und Crinoiden.

Die Liasschichten fallen nach N, die Dachsteinkalke der rechten Talseite, des Firmiankammes, fallen nach NW und unter die Liasschichten hinein. Weit hinauf scheint dieses Liasvorkommen nicht zu reichen, wenigstens ist es weiter oben nicht sichtbar, vielleicht ist es durch die gewaltigen Schuttmassen verdeckt, welche am Fuße des Abfalter und der Abfalterwände liegen.

Der Abfalterrücken.

Die Abfalterwände sowie der ganze Bergrücken bis hinüber in das Tal des „Großen Wasserfalles“, also das Kleine Brunntal, Rehlack, Weinsteig und Kühstein gehören dem Tithon an. Besonders interessant in bezug auf Versteinerungen ist die Rehlack, welche den ergiebigsten Fundort darstellt. Hierher stammen verschiedene Korallen, dann

Nerinea Hoheneggeri Peters
„ *carpatica Zittel*
Itieria polymorpha Gemm.

Cryptoplocus depressus Voltz.
„ *pyramidalis Goldf.*

Am Fuße dieses Rückens aber lagert die Gosauformation in dicken Bänken, die in den Steinbrüchen von Mayr-Melnhof und tiefer unten der Firma Kiefer (im Hofbruch und Neubruch) aufgeschlossen sind. Die Lagerung der teils feinen, teils grobkörnigen Kalke, welche zahlreiche Einschlüsse des hellen älteren Plateaukalkes enthalten, ist in h 6 mit 25° Einfallen in N. Im Jahre 1878 wurde in dem zuletzt genannten Bruche eine Marmorschicht abgehoben und dadurch eine neue Schichtfläche entblößt, welche Karrenfelder im kleinen zeigte. Eine gemessene Rinne hatte 10 *cm* Tiefe und 7 bis 10 *cm* Weite, eine andere war noch tiefer. Übrigens ist das Auftreten von Rinnen auf Schichtflächen nach Angabe des damaligen Steinbruchverwalters Listopat keine seltene Erscheinung. Auf der Höhe der Steinbrüche liegt auf dem Marmor Moräne in der Mächtigkeit von 20 *m* und von solcher Härte, daß sie nur durch Sprengung mittels Pulvers oder Dynamits entfernt werden kann. Auf frisch abgedeckten Flächen des Steinbruchkalkes trifft man hin und wieder auf schöne Gletscherschliffe. In den Schutthalden kann man an verschiedenen Stellen die Erscheinung der Windröhren beobachten. Petrefakten wurden bisher in diesen Steinbrüchen nur wenige gewonnen: einige Korallen, Austern, Pecten, Inoceramen, *Lithophagus sp.*, *Vola quadricostata Sow.*, *Hippurites cornu vaccinum Goldf.*, *Plagioptychus Aquilloni Orb.*, *Sphaerulites angeoides Lap.*, unbestimmbare Brachiopoden und ein schlecht erhaltener Ammonit.

Die Gosaukreide reicht an dem Rücken zwischen Brunntal und Großem Wasserfall kaum mehr bis 700 *m* hinauf. Unten an der Fahrstraße treten rote und graue weiche Mergel der Nierentalschichten auf.

Der Kühlgraben.

Von Interesse — wegen einer fast ununterbrochenen Reihe von Aufschlüssen — ist der Kühlgraben [1], welcher den Abfalterrücken von den Vorbergen, und zwar speziell von der Meinzing trennt. Er entspringt im Tal des Großen Wasserfalles aus mehreren Quellen, welche sich zu einem Bache vereinigen, der westlich vom Veitlbruch die Fahrstraße überquert. Hier wendet er sich gegen NO, nimmt unmittelbar unterhalb des Veitlbruches an seinem rechten Ufer den Klausbach auf, der ebenfalls aus dem Großen Wasserfalltal kommt, und nach weiteren 200 *m* den Sulzenbach. Nach einem Laufe von 600 *m* von der Mündung des letzteren wendet sich der Bach in einer großen Krümmung fast rein nach O, nimmt nahe der Fürstenbrunner Brücke den Gamsbach und bald darauf den mit den Gewässern des Koppengrabens vereinigten Fürstenbrunner Bach auf, um dann als Glan nordwärts in die Ebene zu fließen.

---

[1] Fugger und Kastner, Vom Nordabhange des Untersberges. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, 1886, Bd. 26.

In den unteren Partien des Kühlgrabens sind — etwa 150 *m* von der Fürstenbrunner Brücke bachaufwärts — rote und graue Nierentaler Mergel aufgeschlossen mit einem Einfallen nach N oder NW unter etwa 30—35°. Weiterhin sind den Mergeln auch einzelne Sandsteinschichten eingelagert. An einer Stelle oberhalb des „Valtlhäusl“ ist dieser Sandstein sehr dicht, feinkörnig, glimmerig, blaugrau, stellenweise dünnschiefrig und zeigt an einzelnen Schichtflächen ähnliche eigentümliche wulstige Erhabenheiten, wie sie auf den Flyschsandsteinen nicht selten vorkommen. Am Ufer treten häufig Moränen oder glaziale Schotter auf.

Etwa in der Mitte zwischen der Fürstenbrunner Brücke und der Mündung des Klausbaches liegt über den Nierentaler Mergeln jene eigentümliche Breccie, welche bereits von der Meinzing erwähnt wurde, aus scharfkantigen kleinen eckigen Stücken des weißen Plateaukalkes und kleineren, etwas abgerundeten Quarzkörnern gebildet, welche durch ein tonig-mergeliges Bindemittel von grüner oder auch gelber Farbe verbunden sind. Auch einzelne selbständige kleinere und größere Mergelbrocken sowie Bruchstücke von Inoceramenschalen sind in die Breccie mit eingebacken. An einzelnen Stellen der Breccien treten Foraminiferen in großer Menge auf.

Dieses Vorkommen wiederholt sich mehrmals, wohl auch stellenweise von Moränen überdeckt; an einer Stelle ist die Breccie 35 *cm* mächtig und reich an Nummuliten und Inoceramenschalenfragmenten; an einer anderen Stelle sind ihre Bestandteile Kalkmergel oder Tonmergel von gelblichgrüner Farbe, dann runde Stücke von Chloritschiefer und Glaukonit, Plateaukalke und Quarzkörner, dann enthält sie zahlreiche große und kleine Nummuliten und andere Foraminiferen, Haifischzähne, Bruchstücke von Inoceramenschalen und verschiedene Korallen. Die Breccie wechsellagert stets mit Mergeln und Sandsteinen.

Weiterhin trifft man im Bachbette und an den Ufern wieder Nierentaler Schichten und Moränen. Gegen den Klausbach zu steigt das Bachbett ziemlich bedeutend an; hier lagern wieder Nierentalmergel. Am Fuße der Wasserfälle, welche der Klausbach bei seiner Einmündung in den Kühlbach bildet — 528 *m* — treten Glanecker Schichten auf, die Nierentaler Schichten unterlagernd; beide Schichten liegen konkordant mit Einfallen nach NW. Die hangenderen Partien der Glanecker Schichten sind graue Kalkmergel in Bänken von 50—100 *cm* Mächtigkeit; mehr im Liegenden (560 *m*) werden sie kalkiger und sehr hart. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt 40 *m*.

Bei 562 *m* im Klausbach liegt die Grenze zwischen den Glanecker und den eigentlichen Gosaukalken; diese sind in ihren oberen Partien rötlichgrau, sehr feinkörnig fast dicht, etwas tonig, 50 *cm*; darunter folgen rote, etwas grobkörnige, ebenfalls noch tonige Kalke, 2 *m*; unter diesen — in 570 *m* Meereshöhe (die Brücke der Fahrstraße über den Klausbach liegt 595 *m*) — tritt der Steinbruchmarmor auf, wie er im benachbarten Veitlbruch gewonnen wurde. Er reicht im Klausgraben von der Brücke weg noch etwa 30 *m* weit zurück und hat somit eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 40 *m*. Im Liegenden bildet eine Reibungsbreccie, Stückchen von weißem Plateau-

kalk in ein rotes Bindemittel eingebettet, 10—20 *cm* mächtig, die Grenze gegen den darunterliegenden Tithonkalk.

Im Kühlbach selbst treten oberhalb der Mündung des Klausbaches noch die Nierentaler Mergel zutage und erst oberhalb des Steinbruchhäusls im W des Veitlbruches werden die Glanecker Mergel sichtbar. Im Kühl- und Klausgraben ergibt sich daher ein schönes Profil des Nordabhanges des Untersberges zwischen Brunntal und Großem Wasserfall:

Hangend: Moränen und glaziale Schotter,
eocäne Sandsteine, Mergel und Breccien,
Nierentaler Mergel und Sandsteine,
Glanecker Mergelkalke,
Untersberger Marmor.
Liegend: Tithonkalk.

Im Großen Wasserfall.

Das Tal „im Großen Wasserfall“ zieht von der Schweigmülleralpe und dem Sulzenkarl in der Richtung gegen N abwärts zwischen dem Kühstein im O und der „Sausenden Wand“ im W. Aus der letzteren stürzt ein Wasserfall herab, dessen Rinnsal bald im Schutt verläuft, um weiter unten wieder zutage zu treten; nahe am Kühstein kommt die Quelle des Klausbaches zutage und ganz unten (670 *m*), nahe dem Veitlbruch, bricht eine mächtige Quelle, die Schaumquelle, aus dem schneeweißen Bergschutt hervor, um den Kühlbach zu bilden.

„Es ist ein fast durchaus gleichweites Tal, welches sich von einem Punkte nördlich des „Holzhäusls“ am Westabhange der Meinzing gut übersehen läßt. Überhaupt ist dies eine Stelle, von welcher aus sich der Nordabhang in seiner ganzen charakteristischen Form prächtig präsentiert; man sieht deutlich, wie die obersten mächtigen klotzigen Schichtmassen in stützpfeilerartige dreieckige Massen aufgelöst sind, deren schönste vom Kühstein abfällt, während sich im Hintergrunde der geradlinige Kamm zeigt, über welchen die Reichsgrenze läuft.“ (Bittner.)

Boden- und Seitenwände des Tales sind durchaus dem Tithon angehörig, überall tritt der weiße, stellenweise etwas gelbe Kalk, nach N fallend, zutage und häufig trifft man Durchschnitte von Nerineen; die Kalke sind sehr schön geschichtet, was sich insbesondere an der Sausenden Wand und den Sulzenkarwänden beobachten läßt. Am unteren Ende des Tales liegen die Untersberger Marmore, welche im Veitlbruche (608 *m*) aufgeschlossen sind. Das Gestein ist jenem im Hofbruch gleich, die Schichten fallen unter 30° nach N. Unter ihnen sieht man am Westende des Steinbruches mit steilerer Neigung die Tithonschichten aufsteigen, sowie sie auch, wie vorhin erwähnt, am Ostende des Steinbruches im Klausgraben aufgeschlossen sind. Im unteren Veitlbruch liegen im kristallinisch-körnigen Kalke einzelne Knollen eines gelblichen sehr dichten Kalkes, welcher den Einflüssen der Atmosphärilien besser zu widerstehen scheint als der umgebende

Kalk; auch die dort vorkommenden Karrenrinnen lassen die Knollen als Erhabenheiten stehen [1]).

Dieser Steinbruch lieferte ebenfalls einige wenige Versteinerungen:

Pleurocora ramosa M. E.
Rhipidogyra occitanica M. E.
Ostrea spec.
Lithophagus alpinus Zittel
Hippurites sulcatus Defr.
Hippurites exaratus Zittel
Sphaerulites angeoides Lap.
„ styriacus Zittel
Nerinea incavata Bronn
Actaeonella gigantea Sow.

Unmittelbar westlich vom Veitlbruch lagern im Bache die Glanecker Schichten und am Wege zur Schweigmülleralpe, kaum 30 *m* über der Schaumquelle befindet man sich an der Grenze zwischen dem Marmor und den Tithonkalken.

Klingerklamm.

Auf dem Höhenrücken zwischen dem Wasserfalltale und dem Schoßgraben, auf dessen höchster Höhe die Klingeralpe (1533 *m*) liegt, zieht sich die Grenze des Tithon- und Dachsteinkalkes herab, eine Grenze, die dort, wo keine Versteinerungen zu sehen sind, außerordentlich schwer zu ziehen ist, da beide Kalke petrographisch einander vollkommen gleichen und nicht den geringsten Anhalt geben, um sie voneinander zu unterscheiden. Die Klingeralpe steht nach den von Bittner gemachten Funden von Chemnitzien und sehr schönen, großen, unzweifelhaften Megalodonten sicher bereits auf Dachsteinkalk; „auf der Höhe der Sausenden Wand dagegen treten gelbliche Kalke auf voll diceratenartigen Durchschnitten, wie man sie auf sicherem Tithonboden bei der Schweigmülleralpe und dem Muckenbründl neben Nerineen findet. Zwischen diesem Punkte und der Klingeralpe trifft man auf bunte, zum Teil breccienartige Lagen, welche wahrscheinlich die Grenzschicht bilden. Demnach zieht sich die Grenze der Tithon- und Dachsteinkalke vom Hundsrücken unter dem Klingerkopf durch gegen NW in den Schoßgraben hinüber" (Bittner), aber jedenfalls nicht mehr auf das linke Ufer des Schoßbaches, denn hier fand ich *Megalodon* anstehend.

Unmittelbar unter dem Klingerkopf am sogenannten Klingersteig liegen die „Windlöcher" (1300 *m*), ein Komplex von kleinen, nebeneinander befindlichen Eishöhlen [2]), von denen eine in einem sehr tiefen Schacht endet, in welchem man hineingeworfene Steine erst nach 15 oder 17 Sekunden auffallen hört.

---

[1]) Fugger, Der Untersberg. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenverein, 1880, pag. 182. Mit Abbildung.

[2]) Fugger, Die Eishöhlen des Untersberges. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, 1888, Bd. 28.

In etwa 900 *m* Meereshöhe bricht der Rücken in steilen Wänden ab, die aus Nerineenkalk bestehen; darunter zieht sich eine weite, wenig steile Fläche hin, deren Boden mit Schutt bedeckt ist. An einzelnen Stellen, und zwar gerade in der Höhe des Meinzingkonglomerats (640 *m*) beobachtet man einzelne Felsen von horizontal geschichtetem glazialen Konglomerat. Der Untersberger Marmor wurde hier noch in einer Höhe von 710 *m* anstehend gefunden. Auf dieser Fläche entspringt im Walde in 690 *m* Höhe im Schuttboden eine Anzahl Quellen, welche den Eulergraben bilden und nach einer Messung im Dezember 1888 15 bis 18 Sekundenliter und zufolge der chemischen Analyse sehr gutes Wasser von 0·104 *g* Rückstand im Liter liefern.

Schoß und Grüntal.

Zwischen der Klingeralpe und den Vierkasern ziehen zwei Gräben zu Tal, der Schoßgraben und das Grüntal. Ihr Boden sowie der dazwischenliegende und die sie einschließenden Bergrücken gehören in ihren oberen Partien dem Dachsteinkalk an, wie zahlreiche *Megalodon*-Funde unzweifelhaft dartun. Nur der westliche Absturz des Klingerkammes in Höhen von 800 bis 1100 *m* kann möglicherweise noch tithonisch sein. Bis in Höhen von 700 bis 800 *m* reichen die Untersberger Marmore, die in ihren oberen Schichten hier von grauer Farbe sind, und diese werden weiter unten wieder von Nierentalschichten überlagert, welche an zahlreichen Stellen aufgeschlossen sind.

Zwischen Schoßbach und Grünbach liegt in der Höhe zwischen 680 und 760 *m* ein Jungmais, in welchem eine Anzahl kleiner Quellen entspringt. Im Felsterrain über diesem Mais „Wolfreut“ tritt weißer Dachsteinkalk auf, in welchen ein Streifen von Hierlatzkalk[1]) in der Breite von 50 bis 100 *cm* auf eine Strecke von etwa 300 Schritten ansteigend von O nach W zu verfolgen ist. Die Dachsteinkalke fallen hier genau nach N mit 60° Neigung. Der Hierlatzkalk zieht sich längs des Abhanges aus der Höhe von 730 *m* im Osten bis 815 *m* an seinem Westende. Über dem Lias findet man im weißen Kalke wieder zahlreiche *Megalodon*-Durchschnitte; die Hierlatzmasse ist also taschenförmig dem Dachsteinkalk eingelagert. Die Stelle ist reich an Fossilien, welche sich auch durch besonders guten Erhaltungszustand auszeichnen.

Hier ihr Verzeichnis:

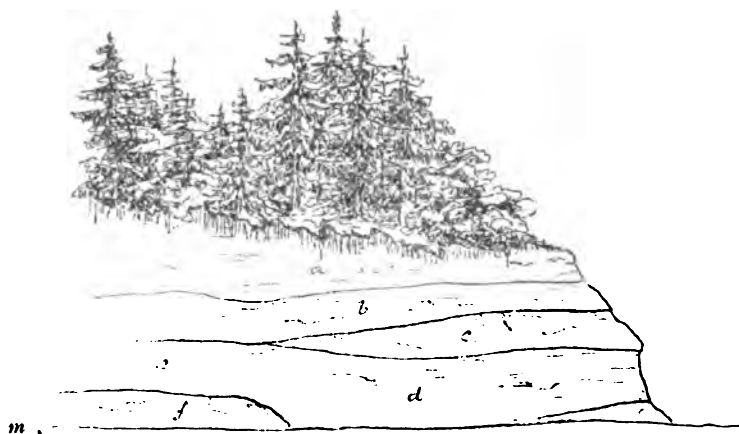
Terebratula cf. punctata Sow.
„ *Aspasia Menegh.*
Rhynchonella cf. fascicostata Uhlig
„ *palmata Böckh.*
„ *Alberti Opp.*
„ *retusifrons Opp.*
„ *cf. Briseis Gemm.*
Spiriferina brevirostris Opp.
„ *alpina Opp.*

[1]) Fugger und Kastner, Vom Nordabhange des Untersberges. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, 1886, Bd. 26.

Anomia sp.
Pecten cf. amaltheus Opp.
„ cf. palosus Stol.
Lima densicosta Qu.
Arca cf. aviculina Schafh.
Discohelix orbis Reuss.
Crinoiden
Phylloceras spec.
Arietites nov. spec.

In den unteren Partien zwischen Schoßgraben und Grünbach trifft man überall auf Moränen mit gekritzten Steinen. Im Schoßgraben ist an der Isohypse 400 *m* an der Mündung eines kleinen linksseitigen

Fig. 3.



Felswand im Schoßgraben.

Zuflusses nachstehendes Profil (Fig. 3) in den Nierentalschichten aufgeschlossen. Die Länge des Aufschlusses beträgt 50 *m*, die Höhe der Wand bei *a* 12 *m*. Die Gesteine sind durchaus Mergelton, und zwar die Schicht *a* ziegelrot, *b* graugrün mit rötlichen Flecken, *c* rötlich mit grünlichen Adern, sehr dicht, *d* ziegelrot, *e* grau. Die Mergeltone bei *m* sind vielfach verdrückt mit muscheligen Reibungsflächen, *f* ist ein bläulichgrauer, fast kalkfreier Ton. Weiter aufwärts am Bach sieht man diese Mergeltone mit Mergelschiefern wechsellagern; noch weiter oben steht auf eine kurze Strecke ein grauer, an Glimmerblättchen reicher Sandstein an. Noch höher hinauf treten nur mehr grünlichgraue, an Pflanzenresten, besonders verkohlten Pflanzenstengeln reiche Mergelschiefer auf. Etwa in der Meereshöhe von 900 *m* sieht man sie in einer weiten Mulde sich den grauen körnigen Gosaukalken auflagern.

Vierkaserkamm.

Im Grünbach und weiter westwärts bis in die Nähe des Bruchhäusls treten überall die meist roten Nierentalmergel auf. Einige hundert Meter östlich vom Bruchhäusl sieht man am Fuße des Untersberges keinen Gosaumarmor mehr, sondern es tritt direkt der Dachsteinkalk zutage, ein heller Kalk mit Einfallen nach NW. Diese hellen Kalke führen Zwischenlagen von grellroter, gelber oder grüner Farbe oder sie sind rot gebändert, auch bunte und schwarzgefleckte Kalke kommen vor. Auf diese oft prächtig gefärbten waren schon in der ersten Hälfte des XVIII. Jahrhunderts Steinbrüche eröffnet, seit 1903 stehen sie wieder im Abbau. Im roten Gestein trifft man Auswitterungen und Durchschnitte von *Rissoa alpina*, im hellen sind Megalodonten nicht selten. Der Abhang von diesem Steinbruche, dem sogenannten Reindlbruch, aufwärts bis zu den Vier Kasern bildet eine einzige grüne Fläche, die wahrscheinlich Schichtfläche ist.

Westwärts vom Wege zu den Vier Kasern lagert wieder, und zwar bis zur Höhe von ca. 900 *m* Gosaumarmor; beim sogenannten Gaistischl findet man Actäonellen, Sphäruliten und Hippuriten. Diese Gosauschichten stehen unmittelbar westlich vom Reindlbruch als grauer körniger Kalk mit Hippuriten auf ganz kurze Strecke unten am Fuße des Berges an, ziehen sich dann aufwärts, um erst in unmittelbarer Nähe von Wolfschwang wieder das Tal zu erreichen. Zwischen dem Vorkommen neben dem Reindlbruch und jenem von Wolfschwang steht unten überall am Gehänge des Untersberges Dachsteinkalk an.

Nahe unterhalb der Quelle des Wolfschwanger Baches tritt direkt am Wege ein Fels auf voll von *Sphaerulites angeoides* und von prächtigen Karrenrinnen durchfurcht; an dem Felsen aufwärts am Gehänge an der ganzen Schichtfläche hin findet man zahlreiche Hippuriten, und zwar meist *Hippurites cornu vaccinum M.*, und beiläufig 25 bis 30 *m* über dem Wege steht der berühmte Hippuritenfels, ein allerdings schon stark abgesprengter Felsklotz, gespickt mit großen Hippuriten. Außerdem finden sich in diesem Terrain Actäonellen, Nerineen und Korallen.

Von Wolfschwang am Fuße der Untersbergwände südwärts beobachtet man nur den typischen Dachsteinkalk der letzteren; Aufschlüsse im Kreidegestein sind nicht vorhanden.

Weißbachwand.

Weiter gegen S tritt dann der eocäne Sandstein auf, wechselnd mit Mergeln, die Fortsetzung des Zuges von Wolfschwang und Hochburg; im Mergel beobachtet man häufig zerriebene Petrefakten. „Die Dachsteinkalke fallen deutlich nach NW oder WNW, die eocänen Bildungen ziemlich flach genau nach N, konkordieren also nicht mit dem ersteren. Kreidebildungen beobachtet man nur lose und spärlich; wenn sie hier überhaupt zwischen Dachsteinkalk und Eocän vorhanden sind, so ist ihre Zone jedenfalls nur sehr schmal und von Schutthalden des Triaskalkes bedeckt. Vom Fuchsstein und Haag an verhüllen überhaupt riesige Schutt- und Blockhalden weiterhin den Fuß des Unters-

berges und des benachbarten Lattenberges über die Höhe von Hallturm (678 *m*) bis hinab zum Moos." (Bittner.)

In dieser Blockhalde unmittelbar oberhalb Hallturm befindet sich an der Untersbergseite das „Nixloch" (723 *m*), eine mit Bergmilch ausgekleidete kleine Höhle, welche die obere Mündung einer Windröhre darstellt [1]), daher in der kalten Jahreszeit verhältnismäßig warme Luft ausströmt, während sie im Sommer die warme Luft einsaugt. Unten bei der Eisenbahnhaltestelle Hallturm findet man die unteren Mündungen der Windröhre, welche entgegengesetzte Luftströme zeigen.

Die steile Felswand des Untersberges unmittelbar südlich von Hallturm heißt die Weißbachwand und besteht aus Dachsteinkalk. Sie zeigt, von Hallturm aus betrachtet, etwa in halber Höhe eine besonders markante Stelle, welche den Eindruck macht, als ob sie zum übrigen Teile dieser Wand nur in losem Zusammenhange stünde, als ob sie einem anderen Kalke angehören würde. Dieses fremdartige Gestein dürfte wohl ein Rest von Gosaukalk sein, wenigstens befinden sich im Salzburger Museum eine Anzahl Gosaukorallen, welche unmittelbar am Fuße dieser Wand gesammelt wurden.

Leitenwand und Nierental.

Von der zeitweilig mit Wasser bedeckten Moormulde „Im Moos" führt ein Steig auf das Plateau des Untersberges zu den Zehn Kasern. Unten liegt viel Schutt, dann aber, sobald man die Schuttmassen überwunden hat, befindet man sich wieder auf Rudistenkalk, welcher ungefähr bis in die Höhe von 1000 *m* an der Leitenwand hinaufreicht. Es finden sich hier verschiedene Hippuriten: *H. cornu vaccinum Br.*, *H. sulcatus Defr.* und *H. organisans Montf.*, dann *Sphaerulites angeoides Lap.*, *Ostrea Madelunghi Zittel*, *Nerinea Buchi Kefst.* und *N. nobilis Mü.*, *Actaeonella gigantea Sow.* und eine unbestimmbare *Rhynchonella*. Weiter hinauf ist nur Dachsteinkalk zu sehen.

Eine kurze Strecke südlich vom unteren Ende des Steiges zu den Zehn Kasern stehen unten am Ostrande des „Mooses" ziemlich glatte und steile Wände eines festen eocänen Kalkes, hell bräunlichgrau mit klein- und schmalmuscheligem Bruche, weiterhin (692 *m*) stürzt ein kleiner Wasserfall über dieselben Kalke, welche jedoch hier im Innern eine bläuliche Färbung zeigen; noch südlicher trifft man in derselben Höhe Wände eines gelblichgrauen körnigen Kalkes, welcher reich an Korallen ist. Man findet denselben auch wieder oben am Wege, der von Hallturm ins Nierental führt, in 730 *m* Höhe anstehend, während er zwischen beiden Stellen durch Schutt verdeckt ist. Diese drei Kalkwände ziehen parallel zueinander in der Richtung von NW nach SO gegen den Berg aufwärts.

Noch südlicher — etwa 200 *m* nördlich von der Vereinigung der beiden Nierentalgräben beim „Mausloch" — steht ein mehr oder weniger mergeliger oder kalkiger Sandstein an von grauer Farbe,

[1]) Fugger, Der Untersberg. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereines, 1880, pag. 166—176.

braun verwitternd, der stellenweise reich an verkohlten Blättern und weißschaligen Konchylien ist, an der sogenannten Mauswand. Oben am Wege ist derselbe in 840 *m* Höhe aufgeschlossen. Das Liegende dieser eocänen Schichten bildet der konglomeratartige sandige Kalk, in welchem einzelne Nummuliten vorkommen. „Beim Aufstiege im Nierentalgraben selbst treten die obercretacischen Mergel auf, und zwar am Fuße des Berges mächtige, graugrüne, sandige, dünngeschichtete Mergel mit selten großen Inoceramen, steil nach N fallend; darunter höher mehr kalkiges und knolliges Gestein derselben Farbe mit einzelnen Rhynchonellen; endlich oben das Liegendste der Nierentaler Mergel, die roten dichten Mergel" (Bittner), welche im Graben bis zur Meereshöhe von 990 *m* reichen. Bei 730 *m* konnte ich die Schichtung messen in h 6 bis 8 mit steilem Einfallen nach N oder NNO.

Ganz unten im Bache in 680 *m* Höhe steht der Ramsaudolomit an, und zwar als eine Art grober Breccie; wenige Meter tiefer befindet sich, ebenfalls im Dolomit, das Mausloch, eine Höhle, durch welche zur Zeit der Schneeschmelze oder nach heftigen Regengüssen eine mächtige Wassermasse hervortritt, während man im Winter und in trockenen Zeiten ziemlich weit ins Innere vordringen kann, bis man in der Tiefe von 7—8 *m* unterhalb der Mündung des Loches auf eine unterirdische Wasseransammlung trifft.

Der untere Nierentalbach bespült den Fuß eines Bergkammes, der sich vom Untersberg gegen W zieht und als Brettwand einen Querriegel ins Tal der Bischofswieser Ache bildet. Zwischen Untersberg und Brettwand öffnet sich ein ziemlich tiefer Einschnitt, das Nierental, dessen Sohle in ca. 1010 *m* liegt. Die Westseite des Tales, die Brettwand, gehört dem Ramsaudolomit an, die Ostseite — Untersbergseite — dagegen ist noch Gosaukalk, welcher hier bis über die Meereshöhe von 1100 *m* hinaufzureichen scheint. Die Überlagerung desselben durch die Nierentalschichten fand ich nirgends aufgeschlossen; ebenso ist von Raibler Schichten keine Spur zu sehen; sie dürften wahrscheinlich unter den Gosauschichten nordwärts zu Tal ziehen. Die Höhe des Brettwandkopfes mag etwa 1060 bis 1080 *m* über dem Meere betragen.

Gegenüber, das heißt westlich vom „Moos" steht an der Straße am Fuße des Lattenberges wieder der eocäne sandige Kalk, und zwar hier ziemlich reich an Korallen.

Siegellahner.

Auf der Südseite des Brettwandkammes sind die Aufschlüsse sehr schlecht, das ganze Gehänge ist überdeckt mit Blöcken der Gipfelkalke; der Ramsaudolomit, der das Gehänge bildet, ist nur hier und da dazwischen aufgeschlossen. Am Fuße stehen Werfener Schichten in großer Ausdehnung und ziemlich hoch gehend, rot oder graugrün mit undeutlichen Naticellen, Myaciten, *Pectines* oder Aviculen; die Naticellenplatten sind oft von ganz kalkiger Natur. In all den Bächen, welche der Bischofswieser Ache vom Untersberg her zufließen, im Fachel-, Maiswand-, Seppen- und Ruppgraben sind die Werfener Schiefer aufgeschlossen. Die Felswand des Untersberges

aber gehört, wenigstens bis zu einer gewissen, nicht unbedeutenden Höhe, dem unteren Dolomit an.

Die Kastensteinwand bei Bischofswies dürfte ein isolierter Zug sein, er besteht aus Hallstätter Kalk, der, wie es scheint, direkt auf dem Werfener Schiefer liegt, welcher im NW und SO der Wand zutage tritt. Bei Bischofswies ist eine Salzquelle, welche etwa bis zur Mitte des XVIII. Jahrhunderts ausgebeutet, seither aber nicht mehr benutzt wurde.

Bei Tanzbichl ist an der „alten Straße“ eine Moräne bloßgelegt.

Wasserfallgraben.

Etwas östlich jener Stelle, wo die neue Straße nach Berchtesgaden von der alten abzweigt, also etwa bei Guckenbichl an der Straße oben „steht ein Komplex von Werfener Schiefern an, auf welchem grauer Myophorienkalk mit Crinoiden lagert“ (Bittner).

Bei Aschau stürzt der Wasserfallbach über eine mächtige Wand von hellem Liaskalk hinab, welcher verschiedene Einlagerungen eines roten, zum Teil körnigen, meist aber dichten Kalkes mit undeutlich muscheligem Bruch zeigt. Gümbel fand darin *Grammoceras radians Schloth* und zahlreiche Crinoiden.

Rechts, das ist westlich vom Wasserfall, fließt ein zweiter Bach zu Tal und vereinigt sich nach kurzem Laufe mit dem Wasserfallbach. An diesem westlichen Bache führt der Maximilian-Reitsteig zum Stöhrhaus unter dem Berchtesgadner Hochthron. Geht man auf diesem Wege aufwärts, so kommt man zuerst an einer bloßgelegten Moräne vorüber, dann bewegt man sich ununterbrochen auf Ramsaudolomit. Ein Weg zweigt vom Reitsteig rechts ab und führt schließlich in 755 *m* Höhe auf das linke Ufer des Baches. Nach kurzem Ansteigen erreicht man hier direkt am Wege anstehende Schrammbachkalke. Weiter gegen O gelangt man in den eigentlichen Wasserfallgraben.

In demselben zieht in 875 *m* Höhe eine Wand von Ramsaudolomit quer durch den Graben. Unterhalb der Wand stehen im Wasserfallgraben Schrammbachschichten an, aber schon wenig weiter unten steht man auf roten Werfener Schiefern, welche bis 845 *m* hinabreichen. Dann beginnen abermals Schrammbachkalke an beiden Ufern, deutlich geschichtet in h 4—5 mit einem Einfallen von 35° nach NNW. Ein guter Steig mit kleinen Brücken und zahlreichen Stufen führt in den Graben hinab. In 785 *m* Höhe stehen noch Schrammbachschichten, dann folgt wieder Werfener Schiefer; 10 *m* tiefer bildet der Bach einen Wasserfall über die Schrammbachkalke, welche aber hier eine Schichtung nicht erkennen lassen. Wenige Meter unterhalb dieses Wasserfalles steht man wieder auf Werfener Schiefer, welche an beiden Seiten des Baches sichtbar sind; sie fallen ziemlich steil nach SW, scheinbar die Neocomschichten überlagernd. Bei 765 *m* steht am rechten Ufer Ramsaudolomit an, während das linke mit Schutt überdeckt ist. In 750 *m* Höhe erhält der Bach einen Zufluß von links, am rechten Ufer beobachtet man auf einige Schritte wieder Werfener Schiefer, dann folgen an beiden Ufern steil auf-

gerichtete, sehr verdrückte Schrammbachkalke, welche bei 740 *m* sehr steil nach SO fallen. Weiterhin ist der Boden mit Schutt bedeckt.

In 725 *m* Höhe erreicht man die fahrbare Bergstraße, welche hier den Bach übersetzt, der von nun ab über rote Adneter Kalke hinabstürzt. Die Straße führt am rechten Ufer abwärts an roten und weißen, klotzigen, ganz ungeschichteten Kalken vorüber, in denen ich keine Petrefakten finden konnte. Die Kalke enden mit der schon vorher erwähnten Wasserfallwand, 680 *m* ü. d. M.

Weiter ostwärts am Fuße des Berges folgt wieder Dolomit; an einzelnen Stellen treten steile Wände von fast reinem, zuckerkörnigen Wettersteinkalk auf, welcher an die zuckerkörnigen Kalke vom Hahnrainkopf bei Dürrenberg erinnert. Am Fuße aller dieser Wände lagert massenhaft Bergschutt, häufig gemischt mit glazialem Schotter, manchmal auch mit Moränenmaterial, hie und da zu Konglomerat verkittet.

Die Gern.

Weiter gegen O, am Austritt des Gerngrabens in das Tal, beim Etzerschlößl, lagert, flach nach N fallend typischer, roter Werfener Schiefer und gleich darüber in geringer Mächtigkeit der helle Hallstätter Kalk, über welchen der Gernbach als Wasserfall herabstürzt. Nördlich von diesem tritt wieder Ramsaudolomit auf, der die Hauptmasse des Gehänges bis an den Fuß der Wände des Gernrauhenkopfes bildet. Die Grenze zwischen dem Dolomit und Dachsteinkalk ist hier leider nicht zu finden, da am Fuße der Steilwände, die dem letzteren angehören, außerordentlich viel Schutt liegt, welcher auch die Raibler Schichten, die hier durchziehen müssen, vollständig verdeckt. Beinahe am südlichen Ende der Schoßwand, der Ostwand des Kammes, der von den Untersbergalpen südwärts zieht. traf ich, 1306 *m* u. d. M., am Wege die untere Mündung einer Windröhre, aus welcher (im September 1888) kalte Luft herauswehte.

Wandert man vom Etzerschlößl im Gerngraben aufwärts, so kommt man hinter den Hallstätter Kalken in den Dolomit, welcher hier einzelne unbedeutende Einlagerungen von Asphaltschiefer entblößt; jedoch treten bald wieder Werfener Schiefer auf, welche etwa bis zur Kirche von Vordergern reichen und nun weiter gegen N durch glaziale Schotter verdeckt werden. Hie und da trifft man auch auf eine unverletzte Moräne mit gekritzten Steinen, die höchstgelegene dieses Terrains fand ich in 896 *m* Höhe. Dagegen bilden die Werfener Schichten wieder gegen NW hin auf eine weite Strecke bis zur Höhe von 1060 *m* beim Oberuntersberger den Untergrund der Wiesen und Felder; die Höhen westlich und östlich vom Gerntale, der Gschirrkopf und die Kneufelspitze gehören dem Ramsaudolomit an, der sich bei Anzenbach und an der Metzenleiten bis an die Berchtesgadner Ache hinabzieht.

Berchtesgaden.

Die kleine Ebene am Südfuße des Untersberges zwischen Bischofswies und Anzenbach ist mit glazialen Schottern bedeckt; aus der-

selben erhebt sich im O ein Konglomerathügel, der Lockstein, welcher als Aussichtspunkt auf Berchtesgaden und seine Umgebung vielfach besucht ist. Die glazialen Schotter sowie das Konglomerat liegen auf einer ausgedehnten Masse von Hallstätter Kalk auf, der an zahlreichen Felswänden in Berchtesgaden aufgeschlossen ist und den Untergrund des weitaus größten Teiles des Ortes bildet.

Besonders gut aufgeschlossen ist derselbe in den Steinbrüchen am Kälberstein. Es sind rote, dünnplattige Kalke, dann feine, dichte, weißliche und rötliche Kalke in großen Bänken, in welchen man seinerzeit in drusenartigen Partien weißen und blauen Anhydrit gefunden hat, der auch die Kammern der eingeschlossenen globosen Ammoniten teilweise ausfüllte; dann rot- und gelbgefärbte Kalke mit Massen von *Monotis salinaria Br.*, rote, hornsteinführende Platten von Draxlehner Kalk mit Ammonitenresten, endlich ganz weiße Kalke. Sie fallen meist nach SW ein, nur im kleinen Steinbruche neben dem unteren „großen" ist das Einfallen unter demselben Winkel von 50° nach NO.

Im W der großen Hallstätter Kalkmasse tritt wieder der darunterliegende Dolomit zutage und reicht hier bis an die Bischofswieser Ache. Nahe der Einmündung der letzteren in die Ramsauer Ache sind im Bachbett und an den Ufern Werfener Schiefer bloßgelegt.

Östliches Gehänge.

An der Ostseite des Berges zieht sich der untere Dolomit unter den Felswänden des Dachsteinkalkes vom Gernrauhenkopf bis zum Grödiger Törl, von letzterem abgegrenzt durch ein mehr oder weniger mächtiges Band von Raibler Schichten. „Schon vom Tale aus, etwa von der Mündung des Laros- oder noch besser des Esselgrabens, sieht man unter den Wänden des Berchtesgadner Hochthrones in der Höhe der Scheiben- und Grubalpe einen grünen Streifen dahinziehen (Fig. 4), welcher lebhaft an die Halserriedel an der Südseite des Hochkönig erinnert. Steigt man nun zu diesem Terrain empor, so findet man, daß der Scheibenkaser direkt in der Raibler Terrasse steht. Das Gestein sind graue und gelblichbraune Mergelschiefer und Sandsteine, dann rote knollige Sandmergel sowie ein zäher Kalk mit den großen Cidaritenkeulen, zum Teil auch oolithischer Kalk und schließlich ein dolomitisch-mergeliges Gestein mit zahlreichen, aber undeutlichen Fossilhohlräumen. Am Fußwege zwischen Scheibenkaser und Leiterl, dem Aufstiege zu den Zehn Kasern, beobachtet man wiederholte Querbrüche mit Niveauverschiebungen der Raibler Schichten, die hier übrigens ausgezeichnet entwickelt sind und deren Kalkbänke den schönsten braunen Oolith bilden. Der Fußweg steigt wiederholt durch den hangenden Kalk und liegenden Dolomit an und trifft unvermittelt wieder auf die sehr schmale Raibler Terrasse, deren Schichten an zahlreichen Stellen sehr gut aufgeschlossen sind, trotzdem sie stellenweise kaum viel über 1 *m* mächtig sind (Fig. 5). In den herumliegenden Blöcken des Plateaukalkes wurden hier gar nicht selten *Megalodon*-Durchschnitte von recht großen Exemplaren gefunden. Die Dachsteinkalke sind sehr schön geschichtet, sie fallen ziemlich steil gegen NW,

vollkommen konkordant den Raibler Schichten. Erstere wie letztere sind von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt, die besonders in den oberen Wänden sehr deutlich sichtbar sind. Außerdem beobachtet man parallel zur Streichungsrichtung eine ausgezeichnete Klüftung, die oft,

Fig. 4.



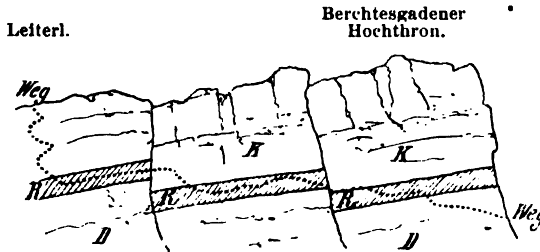
Salzburger Hochthron, gesehen von der Grubalpe.

(Nach A. Bittner.)

D = Dolomit — *R* = Raibler Schichten. — *K* = Dachsteinkalk.

besonders in den unteren Dolomiten so scharf hervortritt, daß die Schichtung selbst gänzlich verwischt wird und man auf weite Strecken hin steil nach SO fallende Schichtung zu sehen glaubt. Es ist nicht zu bezweifeln, daß der Raiblerzug unter der Wand des Gernrauhen-

Fig. 5.



Ansicht des Berchtesgadener Hochthron.

(Nach A. Bittner.)

D = Dolomit. — *R* = Raibler Schichten. — *K* = Dachsteinkalk.

kopfes (Schoßwand) fortsetzt; eine schmale, scharfe Terrasse, die vom Fußweg benutzt wird, scheint die Lage des Zuges genau anzugeben; aber, wie bereits erwähnt, ist kein brauchbarer Aufschluß vorhanden. Ich fand dort, wo dieser Weg abzusteigen beginnt, nur ein einziges, aber unzweifelhaftes Stück der zähen Raibler Kalke, wie sie beim Scheibenkaser anstehen.“ (Bittner.)

Die Raibler Zone läßt sich vom Scheibenkaser nördlich bis zum Schellenberger Sattel unter den obersten Abstürzen ziemlich zusammenhängend verfolgen. Man trifft die Raibler Schichten auf dem Sattel gegen die Grubalpe, dann sieht man sie oberhalb dieser Alphütte hinziehen, weiterhin führt der Weg oberhalb der Karalpe über ein dolomitisches Gestein von gelber Farbe und vollkommen oolithischer Struktur. Dieser Oolith ist das Hangende der Raibler Schichten. Von hier steigt der Weg längs diesem Dolomit aufwärts und führt wieder auf den Dachsteinkalk. Weiterhin kommt man abermals in den Raibler Dolomit hinab, der hier sehr steil nach NW fällt (bei der aufgelassenen Gamsalpe). Von hier weiter gegen die Schellenberger Eishöhle trifft man wieder vorübergehend auf einem Kamme, welcher aus der gewaltigen Schutthalde, die sich unter den Steilwänden abgelagert hat, herausragt, auf graue Mergel. Der nächste Sattel nördlich der Eishöhle ist der „Eissattel"; er führt gelb verwitternden, plattigen Kalk mit Auswitterungen von Cidaritenstacheln und Pentacriniten, dann trifft man den dolomitischen Kalk, reich an großen Cidaritenkeulen und mit den Hohlräumen, in denen wahrscheinlich *Cardita crenata* eingeschlossen war; außerdem treten Mergel und Sandmergel auf von grauer und gelber Farbe. In dem großen Schuttmeere der Mulde oberhalb des Sandkasers ist nur hie und da eine Spur der Sandmergel anzutreffen, dagegen findet man auf den Blöcken des Plateaukalkes häufig Durchschnitte von Megalodonten. Im weiteren Fortschreiten gegen N „sieht man die Mergelschiefer zwischen dem Nordkamme der Sandkasermulde und dem ehemaligen Besuchkaser wieder an mehreren Orten anstehend. Hier fallen sie aber nicht mehr rein NW, sondern schon fast N — ihr Streichen ist nach h 5, der Fallwinkel 60°. Ungefähr im Zentrum des Hintergrundes des Kienbergtales trifft man Aufschlüsse von sandigen dunklen Schiefern (vielleicht Pflanzenspuren?) und gebänderten, rot- und blaugrauen, grellgefärbten Mergeln, dann aber auch wieder die gelb verwitternden Pentacrinitenkalke und die mergeligen Dolomite mit den *Cardita*-Hohlräumen. Weiterhin zieht sich die Raibler Zone zwischen den Kalkwänden der Höhe und den unpassierbaren Dolomitabstürzen darunter als eine sehr unregelmäßige, flachere, zum Teil begraste Stufe, die sich allmählich gegen den Schellenberger Sattel hebt. Hier fallen dann sofort auf der Nordseite wenige Schritte unter dem Sattel die roten knolligen Sandmergel als Repräsentanten der Raibler Schichten in die Augen". (Bittner.)

Unter den Raibler Schichten lagert der untere Dolomit, vielfach zerklüftet und von Schluchten durchzogen. „In furchtbaren Tiefen durchbrausen der Almbach, der Ludlgraben-, der Kargraben-, Rottenmann- und Kiengrabenbach das Felsbett in dem von unendlich vielen Furchen und Spalten durchzogenen Dolomit, der, zwischen diesen Gräben in viele rundliche Köpfe und zulaufende Schneiden zerteilt, zu keinem ganzen größeren Gebirge sich zusammenzuhalten vermag. Gschirrkopf und Kneufelspitze sind die massigsten dieser Berge, aber auch sie sind vielfach von Nordsüd-Aufbruchspalten zerschnitten, die selbst Schichten bunten Sandsteines zutage fördern. Die Dolomitberggehänge sind flach, selten durch schroffe Felspartien unterbrochen, weil der leicht zerbröckelnde Dolomit sich fast nach dem Winkel des

Abrutschens ablöst. Nur in dem Grat, der vom Schellenberger Sattel über den Kiernbergkopf zum Hangenden Stein herabläuft, beginnt jene zackige Felsform sich herzustellen, die in abenteuerlichen Gestalten den Dolomitbergen ein pittoreskes Aussehen verleiht." (Gümbel.)

Die vorher erwähnte Schellenberger Eishöhle [1]) liegt am Fuße der Felswand unter der Mittagscharte in 1580 *m* Meereshöhe und besteht aus einer Halle von 54 *m* Länge, 18 *m* mittlerer Breite und 4 bis 10 *m* Höhe; sie verzweigt sich in verschiedene Gänge und kleinere Hallen und enthält wie die Kolowratshöhle Winter und Sommer einen zusammenhängenden Eisboden.

Die bayerische Gartenau.

Bei Anzenbach tritt der Ramsaudolomit direkt an die Berchtesgadner Ache, weiterhin breitet sich zwischen Berg und Ache eine kleine Alluvialfläche aus, bis die Straße vom linken aufs rechte Ufer übersetzt. Hier bespült die Ache wieder auf kurze Zeit den Dolomitfels, dann folgt abermals eine kleine Alluvialfläche, die sogenannte Gartenau — nicht zu verwechseln mit der Gartenau bei St. Leonhard, 7·5 *km* weiter abwärts am rechten Achenufer. Ein kleiner Bach fließt am Westrande dieser Alluvialfläche. Bei seiner Mündung in die Ache ist die Felswand wieder auf eine Strecke bloßgelegt und findet man hier unter dem Dolomit Teile der untersten Trias entwickelt. Man beobachtet folgende Schichten:

Hangend: massiger Dolomit,

0·5 *m* Dolomit mit feinen Zwischenbändern von grünlichem Mergel,

0·9 *m* Dolomit,

8·4 *m* dunkle Mergel und dunkle, graue bis schwarze, dünnplattige Kalke, teils mit, teils ohne Adern kristallinischen Kalkspates in Wechsellagerung,

0·45 *m* gelblichgraue, dolomitische Kalke,

2·45 *m* die Wechsellagerung der dunklen Mergel und Kalke.

Das Liegende bilden Mergel. Die Schichten streichen in h 2, 5° und fallen unter 25° nach NW.

Etwa 200 Schritte weiter abwärts sind abermals die Felswände bloßgelegt und zeigen folgendes Profil:

Hangend: dunkle, dünnplattige Kalke, teilweise mit weißen Adern.

0·13 *m* Glaukonitkalk, grau, körnig, mit grünen Glaukonitkörnern;

0·45 *m* dünnplattige, graue, gelbe und grünliche Kalke mit glimmerigen Tonzwischenlagen.

Das Liegende bilden rote Kalke wechsellagernd mit roten Sandsteinen.

Weiter flußabwärts läßt sich stellenweise die Glaukonitbank verfolgen, darunter

[1]) Fugger, Die Eishöhlen des Untersberges. Mitt. d. Ges. f. Salzb. Landeskunde, 1888, Bd. 28.

die dünnplattigen, grauen, gelben und grünlichen Kalke mit glimmerigen Tonzwischenlagen, dann

die roten Kalke und Sandsteine; unter diesen graue dolomitische Kalke, zu unterst endlich graue Sandsteine.

Die Hammerstielbrüche.

An der Berchtesgadner Ache 600—700 *m* weiter abwärts liegen zwei aufgelassene Steinbrüche, die sogenannten Hammerstielbrüche. In denselben war Ende der siebziger und anfangs der achtziger Jahre des vorigen Jahrhunderts eine Schichtenfolge zu beobachten, die sich an das Liegende des vorher beschriebenen Punktes anzuschließen scheint.

Als Hangendes beobachtete man

4 *m* grauen Sandstein, darunter

6 *m* gelben Sandstein mit zahlreichen Exemplaren von *Lingula tenuissima Br.*,

30 *m* roten grobkörnigen Sandstein mit großen Glimmerblättchen und eigentümlichen Tongallen, in Platten von 10 bis 20 *cm* Dicke; sie enthielten überdies *Myacites Fassaënsis Münst.* und *Myophoria vulgaris Schloth.*

Das Liegende ist mit Schutt überdeckt.

Von dem Weiler Hammerstiel, der etwas unterhalb der Steinbrüche liegt, führt ein Alpenweg oberhalb der beiden Brüche hin in die Gern; an den unteren Partien dieses Weges sind an mehreren Stellen die roten und grauen Sandsteine sowie Kalksandsteine und Mergelkalke bloßgelegt.

Almbachklamm.

Nicht weit von den Häusern von Hammerstiel liegt die Mündung des Almbaches; hier lagert massenhaft Bergschutt. Ein Weg führt durch die enge Schlucht, die Almbachklamm, aufwärts einerseits nach Ettenberg, anderseits nach Gern. Im Eingange der Klamm stehen wieder die Werfener Schiefer an, und zwar unten die roten, darüber die grauen Sandsteine und endlich die Mergelkalke. Dann folgt unmittelbar der untere Dolomit, in welchen der Bach sich eingefressen hat, der in zahlreichen Wasserfällen und durch tiefe Kessel herabstürzt.

Rötelbach.

An der Nordseite der langen Almbachschlucht liegen einige Hochebenen, deren Boden von Glazialschotter und Felstrümmern von den Untersbergwänden erfüllt ist, Hinterettenberg (ca. 900 *m*) und Vorderettenberg (830 *m*). Von letzterem Orte kommt ein Graben durch den Dolomit zu Tal, der in seinen unteren Partien wieder die Werfener Schiefer bloßlegt, nämlich der Rötelbach, welcher etwa 380 *m* nördlich der Mündung des Almbaches sich in die Berchtesgadner Ache ergießt.

Dieser Bach fließt, wie erwähnt, über Ramsaudolomit herab, bildet schließlich einen Wasserfall über eine 10 *m* hohe Dolomitwand, welche prachtvolle Rutschflächen und in ihrem unteren Teile stellenweise deutliche Schichtung zeigt und hier eine Rauhwacke von 2 *m* Mächtigkeit eingelagert enthält. Der Fußpunkt des Wasserfalles liegt 60 *m* über der Ache und an dieser Stelle beginnen die Glieder der Werfener Schiefer. Längs des Baches beobachtet man nachstehende Gesteinsfolge:

Hangend: Dolomit;

rote, glimmerreiche Mergelkalke und Sandsteine, welche in h 9 streichen und mit 23° nach NO fallen;

graue und gelbe, zum Teil dolomitische Kalke;

graue und graugrüne, teilweise knollige, oft sehr kalkreiche Sandsteine, wechsellagernd mit grauen glimmerigen Kalken und Mergeln, und tonigen Ablagerungen und glimmerreichen Kalksandsteinen, welche Kohlenstückchen, Bleiglanz sowie einige undeutliche Petrefakten enthalten;

die gelben und braunen, dichten Sandsteine mit reichlichen Einschlüssen von *Lingula tenuissima*, jedoch nur 15 *cm* mächtig;

vorherrschend rote und seltener grüne, glimmerreiche Sandsteine in h 6 bis 7 mit 20 bis 30° nördlichem Einfallen, welche eine bedeutende Mächtigkeit besitzen. Sie sind in einem Steinbruche am linken Bachufer aufgedeckt. Man findet hier zahlreiche Zwischenlagen von gepreßten und gequetschten rotbraunen Tonen, welche in ihrem Habitus den Glanzschiefern des Halleiner Salzberges gleichen. Die Dicke der Platten beträgt meist 4 bis 10, aber auch bis zu 17 *cm*; auf denselben trifft man reichliche Ausblühungen von Bittersalz. Die roten Schiefer lassen sich bis fast zu dem Palfen verfolgen, der am Ausgange der Bachschlucht steht. Unmittelbar oberhalb desselben lagert ein

bräunlichgrauer, plattiger Mergelkalk von 30 *cm* Mächtigkeit, welcher mit Versteinerungen, hauptsächlich *Myophoria ovata Schaur.*, erfüllt ist.

Der Felsen selbst, welcher wegen des benachbarten Schusterhäusls der Schusterpalfen genannt wird, ist ungefähr 8 *m* hoch und auf eine Länge von 10 *m* bloßgelegt. Die Schichten fallen sehr flach nach N. Oben lagern

graue, körnig-kristallinische Kalke in Platten von 4 bis 20 *cm* Dicke in einer Gesamtmächtigkeit von 5 *m*. Eine dünne Schicht (4 *cm*) von grünlichgrauem Mergel trennt sie von den darunterliegenden

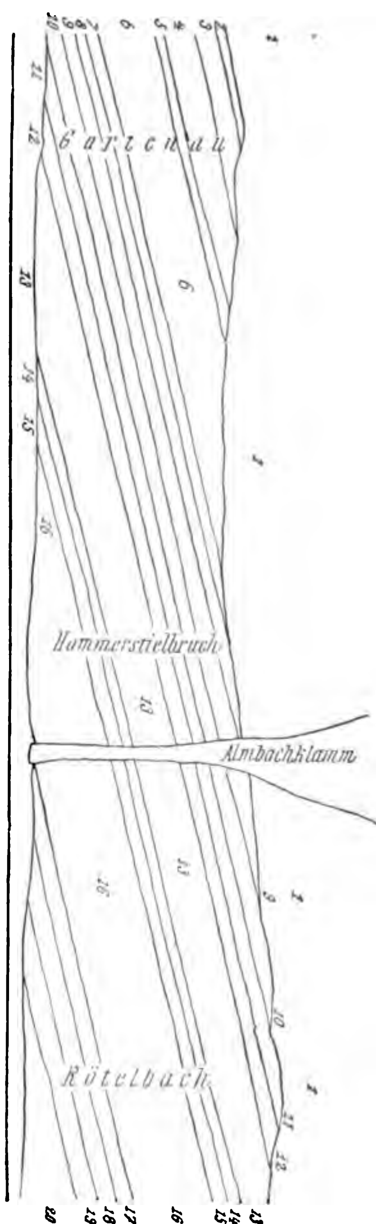
dünnschichtigen, schwarzgrauen Kalken mit weißen Kalkspatadern, welche zusammen 1·6 *m* mächtig sind. Darunter folgt

15 *cm* graulichgrüner kalkiger Ton, und als unterste Schicht

graugrüner, kalkiger, glimmerreicher Sandstein und dichter Kalk.

Wenn, wie es höchst wahrscheinlich ist, die Werfener Schichten der eben beschriebenen Lokalitäten wirklich untereinander zusammenhängen und sowohl die Glaukonitbank als der Lingulasandstein bestimmte Horizonte markieren, so ergäbe sich für die Schichten von der Gartenau zum Rötelbach nachstehendes Längsprofil (Fig. 6):

Fig. 6.



Längsprofil aus der Gartenau zum Rötelbach.

(Die Erklärung der Ziffern siehe die nächste Seite.)

Hangend: 1. Dolomit,
2. Dolomit und Mergel,
3. Dolomit,
4. Grauschwarze Aderkalke und Mergel wechsellagernd,
5. gelbe dolomitische Kalke,
6. grauschwarze Aderkalke und Mergel wechsellagernd,
7. gelbliche und graue Kalke,
8. Glaukonitkalksandstein,
9. gelbe und grünliche Kalke mit glimmerigen Tonzwischenlagen,
10. rote Kalke, rote Sandsteine und Mergel,
11. graue dolomitische Kalke, graue und gelbe Kalke,
12. graue Sandsteine,
13. graue Kalke, Mergel und Kalksandsteine,
14. graue Sandsteine,
15. gelbe und braune Sandsteine mit *Lingula tenuissima Br.*,
16. rote und grüne Sandsteine mit *Myacites Fassaënsis Wissm.* und *Myophoria vulgaris Schloth.*,
17. Bivalvenbank,
18. grauer kristallinischer Kalk,
19. schwarzgrauer Kalk mit weißen Adern.
Liegend: 20. grüne Schiefer.

Schellenberg.

Vom Rötelbach nordwärts bis zum Gratschengraben ist der Fuß der Dolomitfelsen des Ochsenberges und Hochzinken hoch hinauf — bis 560 *m* Meereshöhe oder 90 *m* über der Ache — mit Wiesen bedeckt; und unter dem Humus und an den Einrissen der kleinen Bäche, die hier zu Tal strömen, beobachtet man häufig den glazialen Schotter, der hier angelagert ist. Am Rande der Dolomitwände aber und teilweise auch in den Gräben, besonders im Eckgraben und Schneefelderbach, sind die Werfener Schichten als graue oder graugrüne Tone entblößt, welche in der Ziegelei von Schneefelden verarbeitet werden.

Ganz nahe, etwa 200 *m* oberhalb der oberen Brücke von Schellenberg sind in einem aufgelassenen Zementbruche unter den glazialen Schottern die Schrammbachschichten aufgeschlossen. Es sind grünlichgraue und rote Mergel in gebogenen Schichten, welche sowohl im Liegenden als im Hangenden von dünnschichtigen, grauen, mergeligen Kalken eingeschlossen sind, die in h 8 streichen und mit 45^{0} nach NO fallen. Einige Mergelschichten sind reich an Petrefakten; man fand daselbst unter anderen *Belemnites latus Bl.* und *B. bipartitus Orb.*, *Schloenbachia cultrataeformis Uhlig*, *Haploceras Grasianum Orb.* und *H. salinarium Uhlig*, *Olcostephanus Astierianus Orb.*, *Holcodiscus incertus Orb.* und *H. Hugii Oost.*, *Hoplites cryptoceras Orb.*, *H. neocomiensis Orb.* und *H. pexiptychus Uhlig*, *Phylloceras infundibulum Orb.*, *P. Winkleri Uhlig* und *P. Thetis Orb.*, *Lytoceras subfimbriatum Orb.*, *L. quadrisulcatum Orb.* und *L. multicinctum Hauer*, *Nautilus neocomiensis Orb.*, *Aptychus pusillus Peters.*

Weiterhin stehen stark wellig gebogene, dunkle, dünnplattige Schichten dieses Gesteines an, dessen weiche Zwischenlagen ausgewittert sind. Gerade gegenüber der Kirche von Schellenberg tritt die Ache direkt an die Mergelschiefer heran, welche hier eine stark verwitterte, fast bröckelige, schwarze Wand bilden. Sie lassen sich im Flußbette und teilweise auch am linken Ufer noch eine kurze Strecke weit verfolgen. Bei dem sogenannten Hochkreuz stehen bereits jüngere Neocomschichten, die Roßfeldschichten im Flusse und am rechten Ufer an und wurden hier teils beim Straßenbau, teils an der Ache nachstehende Versteinerungen gefunden:

Haploceras Grasianum Orb.
" *cultratum Orb.*
Neumayria subsimplex Gbl.
" *tenuistriatum Gbl.*
Holcodiscus livianus Cat.
Hoplites cryptoceras Orb.
" *pexiptychus Uhlig*
Crioceras Duvali Orb.
" *Emmrici Orb.*
Lytoceras subfimbriatum Orb.
" *quadrisulcatum Orb.*

Gratschengraben.

Am Ausgange des Gratschen- oder Rottenmanngrabens steht der sogenannte Gratschenturm. Nördlich davon ist eine kleine bewaldete Kuppe längs der Straße, deren Gestein ein weiß- oder rotgefärbter Tithonkalk ist, mit einzelnen Ammoniten, wie *Perisphinctes cf. Geron Zitt.*, *Phylloceras (?) sp.*, *Aspidoceras cf. acanthicum Opp.* Dieser Kalkzug läßt sich einige hundert Meter weit gegen N verfolgen, ebenso treten dieselben Kalke, welche bisher als Hallstätter Kalke angesehen wurden, südlich vom Tiefenbachgraben bei Schellenberg in der Ortschaft Unterstein am rechten Ufer der Berchtesgadner Ache direkt an der Straße auf und wurden aus denselben *Perisphinctes cf. Lictor (Font.) Qu.* und *Aspidoceras acanthicum Opp.* durch Dr. M. Schlosser bestimmt. Die Tithonkalke des Gratschengrabens werden sowohl östlich als westlich von Schrammbachschichten begrenzt. In den Graben hinein zieht sich noch eine kurze Strecke der glaziale Schotter, dann aber sieht man nur anstehenden Ramsaudolomit und reichlichen Bergschutt.

Kienberggraben.

Die Schrammbachschichten ziehen sich nun von hier an der Straße fort bis über die Landesgrenze, dann am Fuß des Berges hin bis an den Grünbach bei St. Leonhard. Sie bestehen aus grauen Schiefern im Wechsel mit hellfarbigen, rostfleckigen Kalken, dann aus hornsteinreichen Kalken und Kalkmergeln, die mit weißen Kalkspatadern durchzogen sind.

Sie stehen am Eingange des Weißbach- oder Kienberggrabens an, hinter ihnen am rechten Bachufer tritt wieder der helle massige Tithonkalk auf, gerade an der letzten großen Krümmung, welche der Bach in seinem Unterlauf vor seiner Mündung in die Berchtesgadner Ache macht. Er ist reich an Petrefaktendurchschnitten; an seiner Basis wird er rot und bunt und bildet die Fortsetzung der Tithonkalke beim Gratschenturm. Er führt verschiedene Versteinerungen, welche Herr Dr. Max Schlosser, München, zu bestimmen so gütig war, nämlich:

Terebratula diphya Col.
„ *planulata Zeuschn.*
Phylloceras tortisulcatum Orb.
„ *serum Opp.*
„ *silesiacum Zittel*
Oppelia Holbeini Opp.
Lytoceras cf. sutile Opp.
„ *quadrisulcatum Orb.*
„ *aff. polycyclum Neum.*
Haploceras Staszycii Zeuschn.
„ *cf. tithonicum Opp.*
Perisphinctes cf. colubrinus Rein.
Aspidoceras cf. circumspinosum Sow.
„ *cf. acanthicum Opp.*

Im Bachbette selbst und am linken Ufer liegt das Salzgebirge mit Anhydrit und reich an weißen und roten Gipsen in Adern und Linsen. Dieser letztere Aufschluß läßt sich im Bachbette bis weit hinauf verfolgen, während zu beiden Seiten, besonders aber am rechten Ufer mächtige Massen von Bergschutt und glazialen Schottern aufgeschlossen sind. Über dem Salzgebirge liegt ein grauer körniger Kalk, der an die Kalke der Gartenau erinnert.

St. Leonhard.

Nördlich der Grenze „am hangenden Stein“ sind am Fuße des Untersberges zwei Steinbrüche in den Schrammbachschichten eröffnet. Der südliche derselben, unmittelbar bei der Brücke über den Almkanal, entblößt graue, mergelige Kalke mit einzelnen dunklen Hornsteinknollen, dann den dunkelgrauen Kalk mit weißen Adern von Kalkspat in Wechsellagerung. Die Schichtung ist in h 6 mit 35° Einfallen nach N. Im zweiten, nördlicher gelegenen Steinbruch sind nur die Kalke mit spärlichen Hornsteinknollen aufgeschlossen. Die Lagerung ist dieselbe wie in ersterem.

Bei St. Leonhard stürzt über die Dolomitwand ein Wasserfall, der den Grünbach bildet; unmittelbar am Fuße der Wand, etwa 600 *m* ü. d. M., trifft man Lehm und Gips und hie und da rote Stückchen Werfener Schiefer. Hier war bis zum Jahre 1860 ein Gipsbruch in Betrieb, von dem aber gegenwärtig kaum etwas anderes zu sehen ist als die Reste der Straße, die zu demselben teilweise über ein sehr toniges Gehänge hinaufgeführt hat; man findet häufig

den zersetzten Gips- oder Salzgebirgsmergel sowie Spuren der Schiefer in roter und grauer Farbe anstehend. Südlich von den Werfener Schichten, ebenfalls am Fuß der Dolomitwände treten bereits die dunklen Schrammbach-Hornsteinkalkmergel auf.

Die unteren Partien des Grünbachgrabens sind durch eine riesige Schutthalde bedeckt, deren Fuß mindestens 700 *m* lang ist. Die Schuttmassen haben, wie schon erwähnt, der Berchtesgadner Ache ihre jetzige Richtung gegeben.

Das Plateau

des Untersberges oder, richtiger gesagt, die weniger steile Decke des Berges bildet eine ausgedehnte, vielfach zerrissene oder zerklüftete Fläche, durchfurcht von zahlreichen Karrenrinnen, Trichtern, engen Gassen und Schächten und durchzogen von einzelnen größeren Gräben oder kleineren Tälern und einigen wenigen zusammenhängenden Höhenzügen. Das Gestein ist ein weißer oder wenigstens sehr heller, fast chemisch reiner Kalk, der hie und da rötlich, auch schön blaßrosa oder gelblich gefärbt erscheint; an manchen Stellen ist er rot, auch grün gebändert, an anderen schwarz gefleckt marmorartig, und hie und da bildet er eine Breccie aus den weißen Kalken mit rotem Bindemittel. Vorherrschend ist jedoch über das ganze Plateau hin das helle Gestein und eben diese vollkommene petrographische Gleichheit, denn man darf durchaus nicht sagen Ähnlichkeit, der Plateaukalke ist die Ursache der großen Schwierigkeit, die beiden Etagen, Dachstein- und Tithonkalk, dort zu trennen, wo keine Petrefakten vorhanden sind. Und es ist das große Verdienst Alexander Bittners, durch seine wiederholten und intensiven Begehungen in den Jahren 1882—1885 die Grenzen dieser beiden Formationen auf dem Untersbergplateau festgestellt zu haben. „Beide Etagen sind nicht bloß durch denselben weißen Kalk, sondern auch durch völlig ähnliche Korallen ausgezeichnet und nur das Vorkommen der Halorellen und Megalodonten einerseits als jenes der Nerineen, Itierien und *Cryptoplocus*-Arten anderseits bietet ein Mittel der Unterscheidung. Allerdings sieht man die Kalke des Firmianrückens und der oberen Brunntalköpfe in NW steil unter die Rehlack- und die Abfalterwand einfallen, aber auf dem Plateau selbst ist diese Schichtenfolge ebensowenig wie im W an der Sausenden Wand zu sehen. Die Schichten beider Etagen fallen im allgemeinen nach N oder NW und deutliche Grenzschichten wurden bisher nicht nachgewiesen und so bieten nur die Petrefakten, wo solche vorkommen, die Möglichkeit einer Grenzbestimmung.“ (Bittner.)

Die Fläche am oberen Ende des Dopplersteiges und der Steinernen Stiege bis hinauf zum Geiereck (1801 *m*) und Salzburger Hochthron (1851 *m*) gehört ausschließlich dem Dachsteinkalk an. Am oberen Ende der genannten beiden Steige stehen *Halorella amphitoma Qu.* und *H. curvifrons Qu.* sowie der schön gegitterte *Pecten Stoliczkai* an, bei der ehemaligen oberen Firmianalpe ebenfalls die *Halorella amphitoma Qu.* mit *H. rectifrons Bittn.*, am Mitterweg *Rhynchonellina juvavica Bittn.* und in der Nähe des Jungfernbründls zwischen Geiereck

und Salzburger Hochthron Brut von *Halorella amphitoma.* Rötliche und schwarzfleckige sowie Bänderkalke und Breccienkalke unterbrechen hie und da die Einförmigkeit des Gesteines.

Anders liegen die Verhältnisse auf dem im SW anschließenden Teil des Plateaus zwischen Abfalterkopf (1723 *m*) und Schweigmülleralpe (1390 *m*) einerseits und Hochthron und Ochsenkopf (1798 *m*) anderseits. Die Rehlack und das Tal des Großen Wasserfall enthalten Nerineen und andere Tithonversteinerungen, ganz nahe unterhalb der Schweigmülleralpe fand Bittner eine *Nerinea,* bei der Alpe sind sie sogar häufig. Von da zum Mückenbründl (1460 *m*) wandert man über Karrenfelder, reich an Korallen und wohl auch an Nerineen, hie und da findet man auch einen *Cryptoplocus.* In der Nähe des Bründels am Wege zum Eiskeller, an der Aurikelwand, trifft man auf einen schmalen Streifen von Hierlatzkalk von etwa 4 *m* Länge und kaum 1 *m* Breite; etwa 5 *m* tiefer durchziehen diese Crinoidenkalke den weißen Plateaukalk auf kurze Strecken nach verschiedenen Richtungen. Das Gestein dieser Liasflecken ist stark zerrieben, breccienartig, rötlichgelb; gegen W zeigen sich scharfe Kluftflächen in der Richtung NS, gegen O sind die Bänke stellenweise wie geschleppt und fallen nach W. Dieser Fundort gab reiche Ausbeute an Versteinerungen, besonders Brachiopoden.

Der Abfalter besteht aus dem hellen Kalke, welcher reich an Korallen und Bryozoen ist und in welchem Nerineen, Itierien und *Cryptoplocus* durchaus nicht selten sind. Am Wege von der Schweigmülleralpe zu den Rabenlöchern in der Westwand des Sommerbichl durchquert man Karrenfelder voll — allerdings meist undeutlicher — Durchschnitte von dickschaligen, diceratenähnlichen Bivalven; in der Halde unter dem Sommerbichl findet man einzelne Nerineen.

Das Tithon scheint nicht mehr weit über das Mückenbründl hinaufzureichen, etwa bis zur Meereshöhe von 1600 *m*. Von der Aurikelwand aufwärts führt der Weg zum Hochthron oder zur Mittagscharte an Trichtern, Schneelöchern und Höhlen vorbei; unter diesen befindet sich auch der sogenannte Eiskeller, eine bereits am Ende des XVIII. Jahrhunderts bekannte und mehrfach besuchte Eishöhle (1642 *m*).

„Zwischen der Schweigmüller- und Klingeralpe (1533 *m*) liegt die Westgrenze der Tithonkalke des Plateaus, und zwar, wie es scheint, südwestlich von der ersteren Alpe am Nordostabhange des Hundsrückens, der die Fortsetzung der Sausenden Wand auf dem Plateau bildet. Hier trifft man bunte, zum Teil breccienartige Lagen, welche wohl die Grenzschichten vorstellen dürften. Nordöstlich dieser bunten Lagen treten an der Kante gegen das Sulzenkar hinab dicke Bänke eines gelblichen Kalkes auf, welche voll dickschaliger diceratenartiger Durchschnitte sind, die also noch dem Tithon angehören; während jenseits des Hundsrückens gegen die Klingeralpe hin häufig Megalodonten sichtbar werden. Das Tithon reicht nicht bis zum Hundsrücken und dürfte auch hier mit der Meereshöhe von 1600 *m* seinen Abschluß finden." (Bittner.)

Bei der Klingeralpe selbst fand Bittner eine große *Chemnitzia* und etwas südöstlich darunter sehr schöne und sichere, große Megalo-

donten und hier sowohl als im SW Platten und Lagen rötlicher Kalke voll kleiner Gastropoden. „Um die Alphütte herum und auch in weiterer Entfernung von derselben trifft man auf kleine Liasstreifen: so im SO der Hütte in nächster Nähe der vorhin erwähnten *Chemnitzia* einen wenige Schritte weit zu verfolgenden Schmitz in der Richtung von O nach W, in eine Spalte von Dachsteinkalk eingebettet. Westlich der Hütte lagert ganz unregelmäßig bei ungefähr ähnlichem Streichen von O nach W ein größerer und breiterer Liaskomplex. Noch weiterhin am Wege zu den Vier Kasern beobachtet man einen stellenweise nur drei Finger breiten Gang in und auf dem weißen Dachsteinkalk, der hier auch einzelne Brachiopoden enthält. Im allgemeinen bestehen diese kleinen Liasgänge hauptsächlich aus Crinoidengestein.“ (Bittner.)

In unmittelbarer Umgebung dieses zuletzt angeführten Liasstreifens findet man noch immer zahlreiche Dachsteinbivalven. Auch noch weiter nach W hin sind dieselben häufig, hie und da trifft man auch eine *Terebratula gregaria* (?). Das Gestein ist oft hier mergelig und vielfach mit grünlichen und rötlichen Schmitzen durchzogen und etwas knollig. Diese Färbung beobachtet man besonders in den obersten Einrissen des Grünbaches; die Kalke enthalten nicht bloß zahlreiche Megalodonten, sondern sind auch voll von Lithodendren.

Zwischen der Klingeralpe und dem obersten Grüntale befindet sich am Fuße des Mitterbergriedels (etwa 1600 *m* über dem Meere) eine Felsnische, welche auch noch im Hochsommer mit Eisfiguren erfüllt ist, der sogenannte Eiswinkel. In unmittelbarer Nähe dieses Punktes fand ich *Terebratula ovatissima Qu.* und *Spiriferina brevirostris Opp.*

Bei den Vier Kasern herrscht wieder der weiße Kalk vor, ist aber vollkommen petrefaktenleer; auf dem Hirschanger lagert eine ausgedehnte, grobe Breccie mit rotem Bindemittel; zwischen den Zehn Kasern und der Mittagscharte findet man hie und da den schwarzgefleckten Kalk, aber das ganze weite Gebiet ist arm an Versteinerungen.

Geologische Horizonte.

Werfener Schiefer.

Die tiefsten Schichten des Untersberges sind die Werfener Schiefer. Sie umgeben den Berg im W, S und O und nur die Nordseite zeigt keinen Aufschluß. Am reichsten entwickelt und gegliedert trifft man sie am Rötelbach, im Hammerstielbruch und in der Gartenau, sonst treten sie meist als Salzgebirge mit Gips und Ton auf: auf dem Kirchholz bei St. Zeno, im Weißbachgraben bei Großgmein, bei Schneefelden nächst Schellenberg, im Kienberggraben und am St. Leonharder Grünbach; bei Bischofswies ist auch eine Salzquelle bekannt. An den übrigen Stellen wie an den Gräben, die vom Siegellahner herabkommen, an der Vereinigung der Bischofswieser und Ramsauer Ache und in der Gern sind es meist rote oder rotbraune Schiefer und Sandsteine mit wenig Versteinerungen. In dem nachfolgenden Verzeichnis derselben beziehen sich die vorangesetzten Buchstaben

auf die Quelle, aus welcher die betreffende Angabe stammt und bedeutet G. = Gümbel, Geographische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges; B. = Bittner, Tagebücher; Bs. = Böse, Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, pag. 469; S. = vorhanden im Salzburger Museum. Die nachgesetzten Buchstaben bezeichnen die Fundorte, und zwar G. = Gartenau, H. = Hammerstielbruch, R. = Rötelbach, S. = Siegellahner.

Verzeichnis der Petrefakten der Werfener Schiefer.

B. Crinoiden. — Guckenbichl.
G. S. Bs. *Lingula tenuissima Bronn* — G. H. R.
B. Bs. *Avicula inaequidentata Ben.* — S. H.
G. *Posidoonmya Clarai Buch.* — G. H.
S. Bs. *Myophoria ovata Schaur.* — H. R.
G. Bs. „ *vulgaris Schloth.* — H.
G. B. S. Bs. *Myacites Fassaënsis Münst.* — S. H. R.
G. B. Bs. *Naticella costata Wissm.* — G. S. H.
G. *Rissoa gracilior Schew.* — G.
G. *Estheria minuta Bronn* — G.
G. *Gyrolepis sp.* Schuppen. — G.
G. *Nothosaurus mirabilis Mü.* — G.

Muschelkalk.

Aus der Muschelkalkgruppe finden wir den tieferen Horizont in den Reichenhaller Kalken, die an der Nordwestseite des Höhenzuges Gruttenstein—Kirchholz allerdings ziemlich mächtig entwickelt, aber vollkommen petrefaktenleer sind. Aus ihnen entspringen die Reichenhaller Salzquellen.

Ramsaudolomit.

Dagegen besitzt der untere Dolomit oder Ramsaudolomit eine mächtige Verbreitung, indem er die Kuppen und Gehänge unter den Steilwänden der Ost- und Südseite und des südlichen Teiles der Westseite des Untersberges bildet. Er ist ebenfalls leer oder wenigstens sehr arm an Versteinerungen; Böse erwähnt (l. c. pag. 471), Diploporen, welche er vereinzelt oder häufiger im Ramsaudolomit der Almbachklamm gefunden hat, sowie Diploporen, den Steinkern und Hohlraum einer *Koninckina* ohne Area und unbestimmbare Reste von Bivalven und Arcesten von der Kneufelspitze. Das Gestein kommt am Südfuße des Berges zwischen Gern- und Wasserfallbach fast zuckerkörnig als Wettersteinkalk, im Kienberggraben zwischen Mitter- und Sandkaser rauhwackenartig vor, meist aber ist es breccienartig, von heller Farbe und leicht zerbröckelnd.

Carditaschichten.

Über dem Ramsaudolomit lassen sich die Raibler Schichten vom Grödiger Törl hinab zur unteren Rosittenalpe, von da über dem linken Ufer des Rosittenbaches zur oberen Rositte, um das Kleine Geiereck herum über Sandkaser, Gamsalm und Grubalpe zum Scheibenkaser

verfolgen; von hier aufwärts gegen das Leiterl oder die Almbachscharte zeigen sich dieselben mehrfach gebrochen stufenweise übereinander, dann trifft man sie angedeutet unter den Wänden des Gernrauhenkammes, unter dem sie sich offenbar nordwärts wenden, wo sie an den Siegellahnern hin allerdings nicht nachgewiesen, aber sicherlich unter dem Bergschutt verborgen sind. Sie ziehen dann wahrscheinlich in die Einsattlung zwischen dem Untersbergmassiv und dem dolomitischen Brettwandkopf ins Nierental herab und dann, verdeckt durch die cretacischen und eocänen Schichten, zu Tal. Eigentümlich bleibt es immer, daß weder Bittner noch Kastner oder ich unterhalb der Siegellahner irgendeine Spur von Raibler Gestein auffinden konnten. Allerdings ist die Mächtigkeit dieser Etage auf dem Untersberg schon an und für sich eine ziemlich unbedeutende.

Die Gesteine der Carditaschichten sind meist bunte, graue oder rote, auch grellgelbe sandige Mergelschiefer und Sandsteine, dann zähe Kalke mit großen Cidaritenkeulen und Hohlräumen, welche von zersetzten Petrefakten herrühren, teilweise oolithisch, teilweise dolomitisch.

Der Hauptfundort für Petrefakten ist der Eissattel und überhaupt die Strecke zwischen Schellenberger Sattel und Scheibenkaser. Es sind bisher nachgewiesen worden:

B. S. *Pentacrinus sp.*
B. S. Cidaritenstacheln.
G. *Cardita crenata Goldf.*
B. S. „ *spec.*

Hallstätter Kalk.

Eine eigentümliche Rolle spielen die Hallstätter Kalke. Sie umziehen den Südfuß des Untersberges von Berchtesgaden bis über Bischofswies hinaus, und zwar stets in Verbindung mit den Werfener Schiefern oder dem Salzgebirge; sie bilden die Basis und die Hügel von Berchtesgaden. Nördlich davon stehen sie beim Etzerschlößl an. Und als letzte, westliche Fortsetzung dieses Hallstätter Zuges erhebt sich aus dem Terrain des Werfener Schiefers die imposante, mächtige Kastenwand. Überall, in Berchtesgaden, beim Etzerschlößl und an der Kastenwand befinden sie sich entweder unmittelbar auf den Werfener Schiefern oder wenigstens in nächster Nähe derselben.

Das Gestein der Hallstätter Kalke ist dicht, von ausgezeichnetem, eigentümlich gerad- und kleinmuscheligem Bruch; ihre Farbe ist teils hell, fast weiß oder rot, teils bunt. Sie sind meist massig, klotzig, seltener in Bänken geschichtet.

Versteinerungen der Hallstätter Schichten des Untersberges.

Fundorte: Kl. = Kälberstein und P. = Priesterstein bei Berchtesgaden, Kw. = Kastenwand.

G. S. Crinoiden. — Kl. P.
G. *Halorella amphitoma Qu.* — Kl.
G. S. *Monotis salinaria Br.* — Kl. Kw.

S. *Halobia Lommeli Wissm.* — Kl.
S. *Orthoceras dubium Hauer.* — Kl.
G. S. Arcesten aus der Gruppe der *intuslabiati.* — P. Kl.
S. Arcesten aus der Gruppe der *subumbilicati.* — Kl.
S. *Cladiscites multilobatus Br.* — Kl.

Hauptdolomit

tritt in unserem Gebiete nur auf dem Festungsberge auf in inniger Verbindung mit dem ihn überlagernden rhätischen Kalk. Der Festungsberg steht durch seinen fast ungeschichteten, teils breccienartigen, teils feinkörnigen, grauen Dolomit und den bräunlichen oder grauen Rhätkalk in Verbindung mit dem Gestein des Kapuzinerberges und dieses wieder mit jenem des Kühberges und Gaisberges. Diese Kette bildete in früherer Zeit jedenfalls ein zusammenhängendes Ganzes, einen Querriegel durch das Tal, welcher nach W hin keine Fortsetzung hat und der alten Salzach ihren Lauf über die Salzburger Ebene nördlich des Untersberges angewiesen hat.

Dachsteinkalk.

Wie die Südostseite des Untersberges hauptsächlich dem Ramsaudolomit angehört, so besteht die Hauptmasse des nordwestlichen Teiles aus Dachsteinkalk. Ihm gehört der größte Teil des Gemeindeberges an sowie der Firmiankamm samt der Steinernen Stiege, dann weiterhin die obere Partie der Schoß, des Grüntales und der Westschneide, die Steilwände der West- und Ostseite und endlich das ganze Plateau mit Ausnahme des Tithonterrains zwischen Abfalter, Mückenbründl und Hundsrücken. Das Gestein ist, wie schon früher erwähnt, ein meist sehr reiner, feinkörniger oder dichter Kalk von weißer, gelblicher oder rötlicher Farbe, manchmal mit roten Adern durchzogen, seltener bunt rot, grün oder schwarz gefleckt oder rein weiß mit schwarzen Punkten.

Versteinerungen des Dachsteinkalkes.

Fundorte: B. = Besuchwände, D. = Dopplersteig, F. = obere Firmianalpe, H. = Salzburger Hochthron, R. = Rosittental, S. = Steinerne Stiege.

S. *Tylostoma ponderosum Zittel.* — D.
B. S. *Lithodendron sp.* — S. D. F. Klingeralpe, Grüntal.
S. *Calamophyllia sp.* — S.
S. *Thecosmilia sp.* — D.
S. *Cidaris sp.* — S.
B. S. *Rhynchonella Fuggeri Bittn.* — H.
B. „ „ *var. stenoglossa.* — S.
S. „ *variabilis Schloth.* — S.
B. S. „ *ex aff. variabilis Schloth.* — Schaflerhöhle (Plateau).
B. S. *Halorella amphitoma Qu.* — R. F. Hochmais, Grödiger Steinbruch.

B. S. *Halorella curvifrons Qu.* — R. F. D. H. Untere Firmianalpe.
B. S. *Halorella rectifrons Bittn.* — F.
B. S. „ *Rosittana Bittn.* — R.
B. S. *Rhynchonellina juvavica Bittn.* — F.
B. S. *Spirigera leptarrhyncha Bittn.* — H.
B. S. *Terebratula praepunctata Bittn.* — D.
B. S. „ *cf. gregaria Suess.* — Klingeralpe.
B. S. *Pecten Stoliczkai.* — D. F.
B. S. Bs. *Megalodon triqueter Wulf.* — B. Plateau, Grüntal, Reindlbruch, Klingeralpe, Wolfreut u. a. O.
S. *Turbo sp.* — S. B.
S. *Trochus sp.* — S. B.
S. *Discohelix sp.* — S. B.
S. *Chemnitzia cf. Gemmellari Zittel.* — D.
B. „ *spec.* — Klingeralpe.
S. *Cerithium sp.* — S. B.
B. *Pinacoceras sp.* — H.
B. *Megaphyllites sp.* — H.
B. S. *Arcestes ex subumbilicatis.* — B. H.
B. S. Bs. „ *sp.* — B. H. Leiterl.
B. S. *Atractites sp.* — B.

Der rhätische Kalk

des Festungsberges ist dicht bis feinkörnig wie der Dachsteinkalk des Untersberges, jedoch von grauer oder bräunlicher Farbe, splitterigem und geradem Bruch, sehr stark von Kalkspatadern durchzogen und deutlich geschichtet. Versteinerungen wurden bisher in demselben nicht gefunden.

Liasformation.

Eine ganz untergeordnete Stellung in bezug auf ihre Verbreitung nimmt auf dem Untersberge die Liasformation ein; es sind bisher nur fünf Stellen bekannt, an welchen dieselbe auftritt: im Brunntal, bei Wolfreut, an der Aurikelwand, bei der Klingeralpe und bei Aschau. Es ist mit Ausnahme der Felsen von Aschau stets dasselbe Vorkommen, rote crinoidenreiche Hierlatzkalke, meist reich an Brachiopoden, einzelne Klüfte oder Spalten des Dachsteinkalkes ausfüllend oder überdeckend. Die Ausdehnung dieser Spaltenausfüllungen ist meist eine unbedeutende, wenigstens in bezug auf ihre Breite; die Längenausdehnung schwankt von einigen Metern (Klingeralpe, Aurikelwand) bis zu mehr als 100 *m* (Wolfreut, Brunntal).

Das Vorkommen bei Aschau dagegen entspricht jener Fazies der Hierlatzkalke, welche rot und weiß, ungeschichtet, in klotzigen Massen auftreten. In diesem Aschauer Lias fand Gümbel, wie bereits erwähnt, Crinoiden und *Grammoceras radians Schloth.*

Versteinerungen aus den übrigen Hierlatzkalken.

Die nachstehend verzeichneten Petrefakten sind im Salzburger Museum vorhanden. Fundorte: A. = Aurikelwand, B. = Brunntal, K. = Klingeralpe, W. = Wolfreut.

Crinoiden — A. B. W. K.
Rhynchonella Alberti Opp. — A. B. W.
" *aff. Alberti Opp.* — B. W.
" *aff. belemnitica Qu.* — W.
" *cf. Briseis Gemm.* — B. W.
" *Dalmasi Dum.* — A.
" *cf. Deffneri Opp.* — A.
" *cf. Delmensis Haas et Petri.* — B.
" *cf. diptycha Böse.* — A.
" *cf. fascicostata Uhlig.* — W.
" *aff. Fraasi Opp.* — W.
" *Greppini Opp.* — A.
" *aff. gryphitica Qu.* — B.
" *Guembeli Opp.* — A.
" *cf. Hofmanni Böckh.* — A.
" *aff. margaritata.* — A.
" *cf. micula Opp.* — B.
" *minuta Opp.* — B.
" *palmata Böckh.* — A. B. W.
" *cf. polyptycha Opp.* — A.
" *retusifrons Opp.* — B. W.
" *aff. rimata Opp.* — B. W.
" *variabilis Schloth.* — A. B.
Rhynchonellina Fuggeri Frauscher. — B.
Koninckodonta Fuggeri Bittn. — A.
Koninckina Eberhardi Bittn. — B.
Spiriferina alpina Opp. — B. W.
" *angulata Opp.* — A.
" *brevirostris Opp.* — B. W. K.
Terebratula Aspasia Menegh. — A. B. W.
" *Bittneri Geyer.* — A.
" *aff. nimbata Opp.* — W.
" *ovatissima Qu.* — K.
" *punctata Sow.* — W.
Waldheimia Beyrichi Opp. — W.
" *Engelhardti Opp.* — B. W.
" *aff. Engelhardti Opp.* — W.
" *Ewaldi Opp.* — A. W.
" *cf. Lycetti Dav.* — A. B.
" *mutabilis Opp.* — A.
" *cf. Partschi Opp.* — A.
" *cf. stapia Opp.* — W.
" *subnumismalis Dav.* — A
Anomia sp. — W.

Lima densicosta Qu. — W.
Arca cf. aviculina Schafh. — W.
Pecten cf. amaltheus Opp. — W.
„ *cf. palosus Stol.* — W.
„ *subreticulatus Stol.* — A.
„ *cf. verticillus Stol.* — A.
Pleurotomaria cf. princeps K. et D. — A. B.
Discohelix excavata Reuss. — A.
„ *orbis Reuss.* — W.
Phylloceras sp. — W.
Arietites nov. spec. — B. W.
Aegoceras sp. — B.
Belemnites sp. — B.

Tithon.

Bei einem Ausfluge, welcher anläßlich der Naturforscherversammlung in Salzburg im Jahre 1881 auf den Untersberg unternommen wurde, konstatierte Zittel zum erstenmal das Vorhandensein von Tithonkalken im Brunntal und auf der Rehlack. Nachdem aber die reinweißen Kalke dieser Etage sich von den Dachsteinkalken petrographisch nicht unterscheiden lassen, war es sehr schwierig, die Grenze zwischen den beiden Formationen festzustellen und erst im Jahre 1885 gelang es Bittner, durch glückliche Petrefaktenfunde diese Aufgabe zu lösen. Heute wissen wir, daß die Grenze des Tithon sich oberhalb der Kreidekalke in etwa 700 bis 750 *m* Meereshöhe vom Brunntal bis zum Schoßgraben hinzieht, von hier bergaufwärts zum Hundsrücken und von diesem in ca. 1600 *m* Höhe bis südlich des Abfalterkopfes und an den Abfalterwänden hin wieder zu Tal geht. Das Gestein ist, wie erwähnt, ein reiner weißer Kalk, welcher hie und da rote Adern zeigt und stellenweise, wie bei der Brunntalklause, oolithisch, an anderen Stellen reich an Korallen, stellenweise auch an Nerineen ist.

Im Frühjahre 1904 entdeckten Prof. Kastner und ich noch ein zweites Tithonvorkommen im Kienberggraben, weiße, aber auch rote Kalke, von denen besonders die letzteren reiche Ausbeute an Ammoniten ergaben. Sie ziehen südwärts bis zum Gratschenturm, traten dann aber auch am rechten Achenufer bei Unterstein auf.

Versteinerungen aus dem Tithon des Untersberges.

(Vorhanden im Salzburger Museum.)

Fundorte: B. = Brunntal, Kl. = Klausgraben, Kn. = Kienberggraben, Kw. = Kleinwasserfall, M. = Muckenbründl, R. = Rehlack.

Calamophyllia sp. — Kw. M. R.
Thecosmilia cf. suevica Qu. — Kw.
„ *trichotoma Goldf.* — M. R.
„ *spec.* — M.
Cladophyllia cf. dichotoma Qu. — Kw. M.
Latimaeandra (Favia) cf. pulchella Becker. — M.

Trochosmilia sp. — M.
Dendrogyra aff. rastellina Mich. — R.
Pachygyra sp. — M.
Placophyllia cf. dianthus Qu. — Kw.
" *spec.* — R.
Stylina cf. micrommata Qu. — B.
Trichites sp. — Kw.
Cyclostoma sp. — Kw.
Terebratula diphya Col. — Kn.
" *cf. immanis Zeuschn.* — M.
" *planulata Zeuschn.* — Kn.
" *cf. stapia.* — M.
Diceras sp. — Kw.
Nerinea Hoheneggeri Peters. — M. R.
" *carpatica Zittel.* — R.
" *spec.* — R.
Itieria Cabanetiana Orb. — M. R.
" *cf. polymorpha Gemm.* — M. R.
" *Staszycii Zeuschn.* — Kw. Kl. M. R. B.
" *spec.* — Kw. R.
Cryptocus depressus Voltz. — M. R.
" *pyramidalis Goldf.* — M. R.
" *spec.* — R.
Phylloceras cf. ptychoicum Qu. — Kn.
" *serum Opp.* — Kn.
" *silesiacum Zittel.* — Kn.
" *tortisulcatum Orb.* — Kn.
Lytoceras aff. Liebigi Opp. — *Kn.*
" *cf. polycyclum Neum.* — Gratschenturm.
" *quadrisulcatum Orb.* — Kn.
" *cf. sutile Opp.* — Kn.
" *spec.* — Kn.
Oppelia Holbeini Opp. — Kn.
Haploceras Staszycii Zeuschn. — Kn.
" *cf. tithonicum Opp.* — Kn.
" *spec.* — Kn. R.
Perisphinctes cf. colubrinus Rein. — Kn.
" *cf. Geron Zittel.* — Gratschenturm.
" *aff. transitorius Opp.* — Kn.
" *spec.* — Kn.
Aspidoceras cf. circumspinosum Sow. — Kn.
" *cf. acanthicum Opp.* — Kn. Gratschenturm.
" *spec.* — Kn.
Verschiedene unbestimmbare Ammoniten. — Kn. Gratschenturm.
Aptychus punctatus Voltz. — Kn.
Belemnites sp. — Kn.

Neocom.

Die neocomen Gebilde des Untersberges sind zu einer Zeit abgelagert, wo die älteren Schichten des Berges bereits eine gewisse Hebung erfahren hatten, sie sind den älteren Schichten nicht mehr konkordant aufgelagert. Man trifft sie als kleinen Komplex an der Südseite des Berges bei Aschau und in einem ziemlich zusammenhängenden Zuge an seiner Ostseite dem Fuße desselben angelagert von Schellenberg an bis an den Grünbach bei St. Leonhard. Etwas oberhalb Schellenberg beginnen ziemlich dunkle, dichte und feste Kalke mit ebenem und fast muschligem Bruche in Schichten bis zu 15 *cm* Mächtigkeit mit einem Einfallen nach NNO unter 45°; im Schellenberger Zementbruch begegnet uns eine Einlagerung von Mergeln von einigen Metern Mächtigkeit, dann folgen wieder die Kalke; unmittelbar gegenüber der Kirche werden sie schieferig und verwittern sehr stark. Die bisher genannten Vorkommen gehören dem tieferen Niveau des Neocomien, den Schrammbachschichten an. Von Schellenberg' abwärts erscheint das obere Niveau, die Roßfeldschichten, als harter und sandiger Kalk oder Sandstein im Bach und am rechten Achenufer, dagegen begegnen wir am Gratschengraben und Kienbach wieder den vorherbeschriebenen Schrammbachkalken; ebenso am Hangenden Stein. Jenseits der Brücke über den Almkanal lagern ziemlich konkordant über den Schrammbachschichten mit einem Einfallen nach N mit etwas Ost die Roßfeldmergel und -mergelkalke, welche bald mehr sandig, bald mehr mergelig sind und hier und da Hornsteinknollen enthalten.

Von den Hügeln bei St. Leonhard gehört der dem Untersberg nähergelegene Almbichl den Rossfeldschichten, der entferntere Golser Hügel als Fortsetzung der Gartenauer Mergelkalke den Schrammbachschichten an.

Versteinerungen aus dem Neocom.

Fundort: A. = Almbichl, H. = Hochkreuz und Z. = Zementbruch bei Schellenberg. Von den den Namen der Petrefakten vorgesetzten Buchstaben bedeutet E. = Emmerich, Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A., 1887, Heft 1, pag. 22; G. = Gümbel, Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb., pag. 562 und 565; St. = Steinmann, Jahrb. f. Min. 1877, pag. 630; U. = Uhlig, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 373; S. = im Salzburger Museum vorhanden.

St. Monocystiden. — Z.
St. Stichocystiden. — Z.
St. Hexactinelliden. — Z.
S. *Phyllocrinus sp.* — H.
S. Crinoiden. — Z.
S. *Toxaster sp.* — H.
S. Brachiopoden. — Z.
S. *Inoceramus sp.* — Z.
U. *Nautilus neocomiensis Orb.* — Z.
U. *Phylloceras infundibulum Orb.* — Z.

U. S. *Phylloceras Thetis Orb.* — Z.
U. „ *Winkleri Uhlig.* — Z.
S. *Lytoceras cf. anisoptychum Uhlig.* — Z.
U. „ *multicinctum Hauer.* — Z.
U. „ *quadrisulcatum Orb.* — Z. H.
U. S. „ *subfimbriatum Orb.* — Z. H.
S. „ *spec. indet.* — Z. H.
G. U. S. *Crioceras Duvali Orb.* — H.
U. „ *cf. Villiersianum Orb.* — Z.
U. S. *Baculites cf. neocomiensis Orb.* — Z.
G. *Neumayria subsimplex Gbl.* — H.
G. „ *tenuistriata Gbl.* — H.
U. *Schloenbachia cultrataeformis Uhlig.* — Z.
G. *Haploceras cultratum Orb.* — H.
G. U. S. „ *Grasianum Orb.* — Z. H.
S. „ *salinarium Uhlig.* — Z.
G. U. S. *Olcostephanus Astierianus Orb.* — Z.
S. „ *cf. Heeri.* — Z.
U. S. *Holcodiscus Hugii Oost.* — Z. H.
U. S. „ *incertus Orb.* — Z.
S. „ *spec.* — Z. H.
G. U. S. *Hoplites cryptoceras Orb.* — Z. H.
U. S. „ *neocomiensis Orb.* — Z.
U. S. „ *pexiptychus Uhlig.* — Z. H.
G. *Aptychus pusillus Peters.* — Z.
S. „ *spec.* — Z. A.
S. *Belemnites bipartitus Orb.* — Z.
U. „ *latus Bl.* — Z.
U. „ *pistilliformis Bl.* — Z.
S. „ *spec. indet.* — Z. H. A.
S. Fischschuppen. — Z.
E. Fucoiden. — Z.

Obere Kreide.

Auch in der Zeit zwischen der Ablagerung der neocomen Gebilde und jener der Gosauschichten müssen große Veränderungen, eine bedeutende Dislokation, vor sich gegangen sein, da die Gosaugebilde direkt auf dem Dachsteinkalk oder dem Tithon aufliegen, aber nicht auf dem Neocom der Ostseite des Berges. Und so wie letzteres eben nur auf den südlichen und östlichen Fuß des Berges beschränkt ist, so trifft man die Ablagerungen der oberen Kreide nur an der Nord- und Westseite desselben.

Eine kleine Partie eines Konglomerats oder einer Breccie mit gelbrotem Bindemittel, auf welchem das Jägerhaus, Blochhäusl genannt, unmittelbar westlich vom unteren Ende des Rosittentales, steht, bildet den östlichsten Punkt des Gosauvorkommens am Untersberg. Ein ähnliches Konglomerat ist auch an dem Ostrande des Hellbrunner Parkes aufgeschlossen. Im Fürstenbrunner Graben beginnen die Rudistenkalke, die stellenweise zu schönem Marmor entwickelt sind,

und ziehen sich mit Unterbrechungen im Grüntal und bei Hallturm bis zum Nierental, anfangs bis zu einer Meereshöhe von 700—800 *m*, an der Leitenwand und im Nierental bis zu 1000 *m* Höhe und darüber. Ihnen vor- und aufgelagert sind die Glanecker Mergelkalke, welche den Hügel von Glaneck bilden, am Morzger Hügel, im Koppengraben bei Fürstenbrunn, im Kühlgraben und im Graben unmittelbar westlich von Veitlbruch aufgeschlossen sind. Etwa gleichaltrig mit den Glanecker Schichten ist der Flysch, welcher am Nordrande des Walserberges als der letzte Ausläufer der bayerischen „Högel" bloßgelegt ist und am Lieferinger Hügel die Verbindung desselben mit der mächtigen Flyschablagerung des Salzburger Vorlandes herstellt.

Ungefähr in dieselbe Stufe wie Glanecker Schichten und Flysch dürften die petrefaktenreichen Mergel gehören, welche am Südfuße des Rainberges und im Almstollen bei St. Peter auftreten.

Das Hangende der oberen Kreide bilden die Nierentalschichten, graue oder rote Mergel oder Sandsteine, im Gegensatze zu den Rudistenkalken und Glanecker Mergelkalken arm an Versteinerungen. Der östlichste Punkt, wo sie am Untersberg auftreten, ist in dem untersten Teile des Koppengraben, unmittelbar beim Wirtshaus zur Kugelmühle; sie sind dann am Fahrwege zum Fürstenbrunner Hofbruch, im Kühlgraben und fast überall am Nordfuße des Berges aufgeschlossen; von Wolfschwang bis in die Nähe des Nierentalgrabens scheinen sie nicht vorhanden zu sein, in letzterem aber bilden sie eine mächtige Ablagerung. Auch an den Vorbergen vom Lehnberg bis zum Walserberg und dem Kirchholz bei St. Zeno sowie in der Stadt Salzburg am Mönchsberg und Rainberg treten die Nierentalschichten bald mehr, bald weniger mächtig entwickelt auf.

Versteinerungen der oberen Kreide.

Fundorte: Gl. = Glaneck, Gs. = Gaistischl, Ha. = Hallturm, Hf. = Hofbruch der Firma Kiefer, Ho. = Hochbruch der Firma Mayr-Melnhof, Kp. = Koppengraben, Kr. = Kritzersberg, L. = Leitenwand, Lf. = Liefering, M. = Morzg, N. = Nierental, R. = Rainberg, Rl. = Reindlbruch, Sch. = Schoßwald, V. = Veitlbruch, Wa. = Walserberg, Wo. = Wolfschwang.

Von den den Namen der Petrefakten vorgestellten Buchstaben bedeuten: G. = Gümbel, Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb., pag. 564 ff., und Geologie von Bayern, 1894, Bd. II, pag. 241 ff.; Qu. = Quenstedt, Petrefaktenkunde Deutschlands; R. = Redtenbacher, Cephalopoden der Gosauschichten; S. = im Salzburger Museum vorhanden; Sch. = Schlosser, Zentr. f. Min. Nr. 21.

G. *Nodosaria* (*Cristellaria*) *rotulata Orb.* — N.
G. *Rotalia* (*Rosalina*) *marginata Reuss.* — Gl.
G. *Patellina* (*Orbitulina*) *concava Lam.* — N.
G. S. Verschiedene Foraminiferen. — Kr. N.
S. *Heliopora* (*Polytremacis*) *Partschi Reuss.* — Wo.
S. *Cyathophyllum sp.* — Wo.

S. *Porites mammillata Reuss.* — Wo.
S. „ *stellulata Reuss.* — Wo.
G. *Actinacis Haueri Reuss.* — Wo.
S. *Aulopsammia Murchisoni Reuss.* — Wo.
S. *Cyclolithes elliptica Lam.* — Wo.
G. „ *Haueri Mich.* — Wo.
G. „ *hemisphaerica Lam.* — Wo.
S. „ *macrostoma Reuss.* — Wo.
G. S. „ *nummulus Reuss.* — Gl.
G. S. „ *undulata Blainv.* — Gl.
S. „ *spec.* — R. M. Gl. Gs.
Qu. S. *Thamnastraea agaricites M. E.* — Wo.
S. „ *confusa Reuss.* — Wo.
S. „ *exaltata Reuss.* — Wo.
Qu. „ *intricata Qu.* — Ha.
S. „ *maeandrinoides Reuss.* — R.
S. „ *media M. E.* — Wo.
G. S. „ *procera Reuss.* — Wo.
S. „ *spec.* — Gs.
S. *Calamophyllia fenestrata Reuss.* — Wo.
Qu. „ *geminum Qu.* — Wo.
Qu. „ *Haliturris Qu.* — Ha.
S. *Leptoria delicatula Reuss.* — Gs. Wo.
S. „ *Konincki Reuss.* — Wo.
S. „ *patellaris Reuss.* — Wo.
G. *Thecosmilia deformis Reuss.* — Wo.
S. *Rhabdophyllia tenuicosta Reuss.* — Gl.
S. *Maeandrina Michelini Reuss.* — Gs.
S. „ *Salisburgensis M. E.* — Gs. Wo.
S. „ *spec.* — Gs.
S. *Hydnophora multilamellosa Reuss.* — Wo.
G. S. „ *(Monticularia) styriaca Mich.* — Wo.
S. *Ulastraea Edwardsi Reuss.* — Wo.
S. *Cladocora manipulata Reuss.* — Gl.
S. *Isastraea (Astraea) lepida Reuss.* — Wo.
S. *Latimaeandra astraeoides Reuss.* — Wo.
S. „ *spec.* — Gs.
G. *Pleurocora ramulosa M. E.* — Hf. V.
G. S. *Placosmilia angustata Reuss.* — Gl.
G. „ *consobrina Reuss.* — Wo.
S. „ *spec.* — Gs.
G. S. *Trochosmilia Basochesi M. E.* — R. Gl. Wo.
S. „ *complanata M. E.* — Wo.
G. S. „ *subinduta Reuss.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl. Wo. Gs.
G. S. *Diploctenium conjungens Reuss.* — Gl.
S. „ *ferrum equinum Reuss.* — Wo.
G. „ *Haidingeri Reuss.* Wo.
S. *Gyrosmilia Edwardsi Reuss.* — Wo.
G. *Ripidogyra occitanica M. E.* — Hf. V. Wo.

S. *Placocoenia Orbignyana Reuss.* — Wo.
G. S. *Astrocoenia decaphylla M. E.* — Wo.
G. „ *formosissima Orb.* — Wo.
S. „ *ramosa M. E.* — Wo.
S. „ *reticulata M. E.* — Wo.
Qu. S. „ *tuberculata Reuss.* — Wo. Ha.
S. „ *spec.* — Wo.
Qu. G. S. *Stephanocoenia formosa M. E.* — Wo. Gs.
Qu. S. *Columnastraea striata M. E.* — Wo.
S. *Heterocoenia provincialis M. E.* — Wo.
Qu. *Turbinolia Haliturris Qu.* — Ha.
Qu. *Desmophyllum (Coenotheca) Haliturris Qu.* — Ha.
S. Verschiedene unbestimmbare Korallen. — R. Gl.
G. *Cidaris vesiculosa Goldf.* — Wo.
S. „ *spec.* — Gl.
G. *Micraster cor anguinum Lam.* — N.
S. *Ananchytes ovata Lam.* — N.
S. Ein unbestimmbarer Seeigel. — Gl.
G. *Serpula amphisboena Goldf.* — N.
G. S. „ *filiformis Sow.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl. M.
G. *Cellepora irregularis Hag.* — Wo.
S. *Rhynchonella spec. indet.* — L. N.
S. *Terebratella (? Kingena) Caroli Magni Bittn.* — Wo.
S. „ *carnea Sow.* — R.
G. *Ostrea acutirostris* — N.
G. „ *angulata.* — N.
G. S. „ *haliotoidea Lam.* — Gl.
S. „ *indifferens Zittel.* — Gl.
S. „ *Madelungi Zittel.* — R. Gl. Gs. L.
S. „ *Matheroniana Orb.* — Gl.
S. „ *Naumanni Ph.* — R.
S. „ *proboscoidea d'Arch.* — Gl.
S „ *cf. sigmoidea Lam.* — Gl.
G „ *squamata Reuss.* — Wo.
S. „ *sulcata Blum.* — Gl.
G. S. „ *vesicularis Lam.* — R. Gl. N.
S. „ *spec.* — R. M. Gl. Hf. V.
S. *Anomia Coquandi Zittel.* — Gl.
S. „ *intercostata Zittel.* — R. Gl.
S. „ *semiglobosa Gein.* — R. Gl.
S. *Spondylus striatus Lam.* — R. M. Gl.
G. „ *truncatus Goldf.* — Wo.
S. *Lima Haidingeri Zittel.* — Gl.
S. „ *Marticensis Math.* — Gl.
S. „ *cf. rarissima Zittel.* — Gl.
S. „ *striatissima Reuss.* — Gl.
G. „ *texta Goldf.* — N.
S. *Pecten cf. fraudator Zittel.* — Gl.
G. S. „ *laevis Nils.* — Gl.

G. S. *Pecten membranaceus Nils.* — Gl.
S. „ *Nilssoni Goldf.* — Gl.
S. „ *occulte-striatus Zittel.* — Gl.
S. „ *orbicularis Orb.* — Gl.
G. S. „ *virgatus Nils.* — Gl.
S. „ *spec. div. indet.* — R. M. Gl. Hf.
S. *Vola (Janira) Geinitzi.* — Gl.
S. „ *quadricostata Sow.* — R. M. Gl. Hf.
S. „ *substriato-costata Orb.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl. Hf.
S. *Avicula caudigera Zittel.* — Gl.
S. „ *raricostata Reuss.* — Gl.
S. *Gervillia solenoides Defr.* — Gl.
S. *Inoceramus annulatus Goldf.* — Gl.
G. S. „ *Cripsii Mant.* — M. Gl. Kp. N.
S. „ *Cuvieri Zittel.* — R. Gl. Kp.
S. „ *labiatus Schloth.* — Gl.
G. S. „ *Lamarcki Park.* — Gl.
S. „ *latus Mant.* — Gl.
G. S. „ *mytiloides Mant.* — Gl.
S. „ *problematicus Orb.* — Gl.
G. S. „ *striatus Mant.* — Gl.
S. „ *spec.* — R. M. Gl. Kp. Hf. N.
S. *Perna acuminata Zittel.* — R.
S. „ *falcata Zittel.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl.
S. *Mytilus incurvus Reuss.* — Gl.
S. „ *ligeriensis Orb.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl.
S. *Lithophagus (Lithodomus) alpinus Zittel.* — Gl. V.
G. „ *obtusus Orb.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl. V.
S. *Modiola capitata Zittel.* — Gl.
S. „ *cf. flagellaris Forbes.* — Gl.
S. „ *Oppeli Zittel.* — Gl.
S. „ *siliqua Math.* — Gl.
G. S. „ *typica Forbes.* — Gl.
S. „ *spec.* — R. Gl.
S. *Myoconcha dilatata Zittel.* — Gl.
G. S. *Pinna cretacea Schloth.* — Gl.
S. „ *spec. aff. diluviana Schloth.* — Gl.
G. S. *Arca inaequidentata Zittel.* — R. Gl.
S. „ *inaequivalvis Zittel.* — Gl.
G. S. „ *Lommeli Zittel.* — Gl.
S. „ *Schwabenaui Zittel.* — Gl.
G. S. „ *trigonula Zittel.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl.
G. S. *Cucullaea austriaca Zittel.* — Gl.
G. S. „ *bifasciculata Zittel.* — Gl.
G. S. „ *chimiensis Gbl.* — R. Gl.

G. S. *Cucullaea crassitesta Zittel.* — Gl.
S. „ *glabra Sow.* — R.
G. S. „ *Gosaviensis Zittel.* — Gl.
S. „ *semisulcata Zittel.* — Gl.
S. „ *spec.* — Gl.
S. *Cardium Gosaviense Zittel.* — Gl.
G. S. „ *hillanum Sow.* — M. Gl.
S. „ *Ottoi Gein.* — R. Gl.
G. „ *Petersi Zittel.* — Gl.
G. S. „ *productum Sow.* — Gl.
S. „ *Reussi Zittel.* — M. Gl.
S. „ *spec.* — R.
S. *Cyrena (Cyclas) gregaria Zittel.* — R. Gl.
S. „ *solitaria Zittel.* — Gl.
S. „ *spec.* — R.
S. *Cyprina cf. bifida.* — Gl.
G. S. „ *crassidentata Zittel.* — Gl.
S. „ *cycladiformis Zittel.* — Gl.
G. S. *Isocardia planidorsata Zittel.* — Gl.
S. *Cypricardia testacea Zittel.* — Gl.
S. *Pectunculus noricus Zittel.* — Gl.
S. „ *spec.* — R.
G. S. *Limopsis calvus Sow.* — Gl.
S. *Nucula concinna Sow.* — Gl.
G. S. „ *redempta Zittel.* — Gl.
S. „ *Stachei Zittel.* — Gl.
S. *Leda discors Gbl.* — Gl.
G. S. *Trigonia limbata Orb.* — Gl.
Sch. „ *scabra Lam.* — M.
G. S. *Cardita granigera Gbl.* — Gl.
Sch. *Astarte cf. Guembeli Zittel.* — M.
S. „ *laticosta Desh.* — Gl.
S. „ *raricostata Reuss.* — Gl.
G. S. „ *similis Mü.* — R. Gl.
S. *Crassatella macrodonta Sow.* — R. M. Gl.
S. „ *spec.* — R.
G. *Chama detrita.* — Gl.
S. „ *Haueri.* — Gl.
G. S. *Plagioptychus (Caprina) Aguilloni Orb.* — R. Hf. Wo.
Sch. „ *spec.* — M.
G. S. *Hippurites cornu vaccinum Goldf.* — Hf. Rl. Wo. Gs. L.
G. S „ *exaratus Zittel.* — V.
S. „ *organisans Montf.* — Wo. L.
G. S. „ *sulcatus Defr.* — V. Wo. L. N.
S. „ *Toucasianus Orb.* — Wo.
Qu. G. S. *Sphaerulites angeoides Lap.* — V. Wo. Gs. L.
G. „ *Hoeninghausi Desm.* — Wo.
G. „ *irregularis Orb.* — Hf. V.
G. „ *Sauvagesi Hombre Firmas.* — Wo.
G. S. „ *styriacus Zittel.* — V. Wo. Gs.

S. *Lucina spec.* — Gl.
S. *Fimbria coarctata Zittel.* — M. Gl.
G. S. *Tapes eximia Zittel.* — Gl.
G. S. „ *fragilis Orb.* — Gl.
G. S. „ *Martiniana Math.* — R. Gl.
G. S. „ *Rochebruni Zittel.* — Gl.
S. *Icanotia (Psammobia) cancellata Roem.* — Gl.
S. „ *discrepans Duj.* — Gl.
G. S. „ *impar Zittel.* — Gl.
S. „ *Suessi Zittel.* — Gl.
S. *Venus Matheroni Zittel.* — R.
S. „ *ovalis Sow.* — Gl.
S. „ *parva Sow.* — Gl.
G. „ *subelongata Orb.* — N.
G. S. *Cytherea concentrica Zittel.* — Gl. Wo.
S. „ *discus Math.* — R. Gl.
S. „ *dubiosa Zittel.* — Gl.
S. „ *Hoernesi Zittel.* — Gl.
G. S. „ *polymorpha Zittel.* — M. Gl.
S. *Dosinia cretacea Zittel.* — Gl.
G. S. *Cyclina primaeva Zittel.* — M. Gl.
S. *Tellina biradiata Zittel.* — Gl.
S. „ *costrallina Desh.* — Gl.
S. „ *costulata Goldf.* — Gl.
S. „ *fenestrata Zittel.* — Gl.
S. „ *semiradiata Math.* — Gl.
S. „ *Stoliczkai Zittel.* — Gl.
G. S. „ *strigata Goldf.* — Gl.
G. S. *Siliqua Petersi Reuss.* — Gl.
S. *Solen vagina Linn.* — M. Gl.
G. S. *Pholadomya Esmarcki Nils.* — Gl.
G. S. „ *granulosa Zittel.* — Gl.
S. „ *rostrata Math.* — Gl.
S. *Anatina producta Zittel.* — Gl.
G. S. „ *Royana Orb.* — Gl.
G. S. *Liopistha (Panopaea) frequens Zittel.* — M. Gl.
G. S. *Corbula angustata Sow.* — Gl.
G. „ *cf. striatula Sow.* — Wo.
S. *Dentalium nudum Zek.* — Gl. Wo.
G. „ *polygonium Reuss.* — N.
G. *Nerita (Natica) subrugosa Orb.* — Wo.
S. *Phasianella gosavica Zek.* — Gl.
S. „ *spec.* — R.
Sch. *Delphinula granulata Zek.* — M.
S. „ *spec.* — Gl.
S. *Turbo spec.* — Gl.
S. *Dejanira Goldfussi Kefst.* — R. Wo.
S. *Astralium granulatum Zek.* — Gl.
S. *Trochus spec.* — M. Gl.
S. *Solarium spec.* — Gl.

G. *Turritella disjuncta Zek.* — Gl.
G. S. „ *Eichwaldana Goldf.* — Gl.
S. „ *Hagenoviana Mü.* — R. Gl.
S. „ *rigida Sow.* — R. Gl.
S. „ *spec. indet.* — R. M. Gl.
S. *Glauconia (Omphalia) Kefersteini Mü.* — R. Gl. Gs.
S. „ *spec.* — R.
S. *Natica acuminata Reuss.* — R.
S. „ *amplissima Hoernes.* — Gl.
S. „ *angulata Sow.* — R. Gl.
S. „ *bulbiformis Sow.* — M. Gl.
S. „ *canaliculata Mont.* — Gl.
S. „ *crenata Zek.* — Gl.
S. „ *lyrata Sow.* — R. M. Gl. Wo.
S. „ *rotundata Sow.* — Gl.
G. *Acmaea mammillata Gbl.* — N.
S. *Eulima spec.* — Gl.
S. *Paludomus Pichleri Hoernes.* — R.
Qu. G. S. *Nerinea Buchi Kefst.* — R. Wo. Gs. L.
S. „ *granulata Mü.* — Wo.
Qu. G. S. „ *incavata Bronn.* — V. Wo. N.
S. „ *nobilis Mü.* — Wo. Gs. L.
S. „ *spec.* — R.
S. *Cerithium Gosaviense Stol.* — R.
S. „ *Haidingeri Zek.* — Gl.
S. „ *Münsteri Kefst.* — R.
G. S. „ *Prosperianum Orb.* — R. Wo.
S. „ *cf. reticosum Sow.* — M. Gl.
S. „ *spec. indet.* — R. Gs.
G. S. *Alaria costata Sow.* — Gl.
G. S. „ *granulata Sow.* — Gl.
S. *Pterocera Haueri Zek.* — Gl.
S. „ *pinipenna Zek.* — Gl.
S. *Rostellaria acutirostris.* — Gl.
S. „ *costata Sow.* — Gl.
G. S. „ *plicata Sow.* — M. Gl.
S. „ *vespertilio Goldf.* — Gl.
S. „ *spec.* — R.
S. *Ovula spec.* — R.
S. *Fusus Reussi Zek.* — Gl.
S. „ *tabulatus Zek.* — Gl.
G. S. „ *torosus Zek.* — Gl.
S. *Fasciolaria baccata Zek.* — Gl.
S. „ *elongata Sow.* — Wo.
S. *Mitra cancellata Sow.* — Gl.
G. S. *Voluta acuta Sow.* — Gl.
G. „ *carinata Zek.* — Wo.
S. „ *Casparini Orb.* — Gl.
G. S. „ *coxifera Zek.* — Gl.
S. „ *elongata Orb.* — R.

Sch. *Voluta fenestrata Zek.* — M.
S. „ *spec. indet.* — M. Gl.
S. *Actaeonella conica Mü.* — Gl. Wo. Gs.
G. S. „ *gigantea Sow.* — R. Gl. V. Sch. Wo. Gs. L.
G. S. „ *Lamarcki Sow.* — R. Wo.
Qu. „ *voluta Qu.* — Wo.
S. *Cinulia (Avellana) decurtata Sow.* — Gl.
S. *Nautilus elegans Sow.* -- Gl.
S. „ *cf. sublaevigatus Orb.* — Gl.
S. *Hamites simplex Orb.* — Gl.
S. *Turritilites polyplocus Roem.* — Gl.
G. *Baculites anceps Lam.* — Gl.
S. „ *Faujassi Lam.* — Gl.
R. S. *Amaltheus lagarus Redt.* — Gl.
G. R. S. *Schloenbachia Aberlei Redt.* — Gl.
S. „ *Gosavica Hauer.* — Gl.
S. „ *inflata Sow.* — Gl.
G. R. S. „ *quinquenodosa Redt.* — R. Gl.
R. S. „ *serrato-marginata Redt.* — Gl.
R. S. „ *cf. tridorsata Schl.* — Gl.
S. „ *varians Sow.* — Gl.
R. S. *Gauthiericeras margae Schlüt.* — Gl. H.
G. *Haploceras bicurvatum Mich.* — Gl.
R. S. „ *Glaneckense Redt.* — Gl.
R. S. „ *cf. Sacya Forbes.* — Gl.
G. *Acanthoceras Sussexense Sharpe.* — Gl.
R. S. *Scaphites cf. auritus Schl.* — Gl.
S. „ *aff. binodosus Roem.* — Gl.
S. „ *cf. constrictus Sow.* — Gl.
S. *Belemnites spec.* — M.
G. *Belemnitella mucronata Orb.* — N.
S. Verschiedene unbestimmbare Cephalopoden. — M. Gl.
G. *Cytherella parallela Reuss.* — Gl.
G. *Bairdia oblonga Reuss.* — Gl.
S. *cf. Atergatis Boscii Desm.* — Gl.
G. S. *Calianassa Faujassi Desm.* — Gl.
G. S. Fischschuppen. — Gl.
S. Algen. — R.
S. *Nullipora palmata Goldf.* — Wo.
S. *Chondrites intricatus Brongn.* — Lf. Wa.
S. „ *Targionii Brogn.* — Lf. Wa.
S. *Phillites Geinitzianus Göpp.* — R.
S. *Sequoia Reichenbachi Gein.* — R.
S. „ *spec.* — R.
S. *Dryandroides sp.* (Blätter). — R.
S. *Diospyros sp.* (Kelchblätter). — R.
S. *Carpolithes Guembeli Heer.* — R.
S. Verschiedene Pflanzenreste: Stengel, Blätter, Früchte. — R.

Jüngere Nummulitenschichten.

In innigem Zusammenhange mit den Nierentalmergeln stehen die Nummulitenschichten, welche jene vom Lehnberg und Kritzersberg am Nordabhange des Untersberges hin bis ins Kirchholz von St. Zeno und dann weiter mit einiger Unterbrechung auch am Westfuße südlich von Hallturm und an der Nierentalplaik konkordant überlagern. Auch der Hügel von Gois gehört den Nummulitenschichten an. Sie bestehen teils aus sandigen Kalken von grauer Farbe, die im Innern häufig blau gefärbt erscheinen und bei denen die Sandkörner manchmal so groß werden, daß das Gestein das Aussehen eines feinen Konglomerats erhält — in diesem Falle sind sie arm an Versteinerungen, höchstens vereinzelte Nummuliten sind darin zu finden; teils sind es feinkörnige, sandige Kalke, reich an Versteinerungen, besonders an Nummuliten und anderen Foraminiferen, aber auch Muscheln und Schnecken und hier und da mit kleinen Haifischzähnchen; teils werden diese sandigen Kalke sehr dicht und hart, granitmarmorartig und sind dann häufig durch große Austern charakterisiert. An manchen Stellen tritt aber auch ein kompakter fester Kalkstein auf von klein- und schmalmuschligem Bruche und hell bräunlichgrauer Farbe, die bei manchen Kalken im Innern in Blau übergeht; dieser Kalk bildet ziemlich glatte, steile Wände. Auch sandige Mergel und mergelige Sandsteine von grauer oder graugrüner Farbe und brauner Verwitterung, häufig schön geschichtet, treten auf; sie sind stellenweise reich an Globigerinen, kleinen Nummuliten und Coccolithen.

An dem Nordrande des Plainberges und auf der Höhe des Schloßberges sind die obersten Schichten des Eocäns aufgeschlossen; diese nämlichen Schichten bilden den Randersberg und die unteren Partien des Weißbachtales. Das Gestein besteht aus grauen sandigen Mergeln oder Mergelschiefern mit Zwischenlagen von Zementmergeln, welche stellenweise ziemlich reich an Pflanzenresten und Konchylien sind, während Korallen und Nummuliten in geringerer Menge auftreten.

Versteinerungen aus den jüngeren Nummulitenschichten.

E. = Elendgraben, G. = Großgmein überhaupt, H. = Hallturm, M. = Mauswand, N. = Nierental, Pl. = Plainberg, Pr. = Preischen, R. = Reiterbauer, Sf. = Schiefersteingraben, Ss. = Schloßberg, V. = Veitbauer, W. = Weißbachtal, Z. = St. Zeno.

Von den vorangesetzten Buchstaben bedeuten B = Bittner. Tagebücher; D. = Deninger, Geogn. Jahreshefte, München, 1901; F. = Fuchs, Verhandl. d. k. k. geol. R-A. 1874. pag. 132 ff. G. = Gümbel, Geogn. Beschr. d. bayr. Alpengeb.; G_2. = Gümbel, Beiträge zur Foraminiferenfauna. Abhandl. d. k. b. Akad. d. Wissensch. Bd. X, Abt. 2, pag. 581 ff.; R. = Reis, Reiterschichten. Geogn. Jahreshefte, München, 1889, II; S. = im Salzburger Museum vorhanden.

S. *Miliola (Quinqueloculina) sp.* — Sf.
G. *Orbitolites Pratti Arch.* — H.
S. „ *spec. div.* — G.
G_2. *Nodosaria bacillum Defr.* — G.
G_2. „ *culminiformis Gbl.* — G.
G_2. „ *pumilio Gbl.* — G.
G_2. „ *rudis Orb.* — G.
G_2. „ *(Dentalina) Adolphina Orb.* — G.
G_2. „ *capitata Boll.* — G.
G_2. „ *fusiformis Gbl.* — G.
G_2. „ *glandifera Gbl.* — G.
G_2. „ *globulicauda Gbl.* — G.
G_2. „ *linearis Reuss.* — G.
G_2. „ *(Lingulina) tuberosa Gbl.* — G.
G_2. „ *(Robulina) acutimargo Reuss.* — G.
G_2. „ *(Glandulina) nummularia Gbl.* — G.
G_2. *Globigerina asperula Gbl.* — G.
G_2. „ *bulloides Orb.* — G.
G_2. „ *eocaena Gbl.* — G.
G_2. *Textularia (Glaudryina) pupa Gbl.* — G.
G_2. *Planorbulina grosserugosa Gbl.* — G.
G_2. „ *(Truncatulina) sublobatula Gbl.* — G.
B. *Amphistegina spec.* — W. Pr.
G_2. *Rotalia ammophila Gbl.* — G.
G_2. „ *bimammata Gbl.* — G.
G_2. „ *campanella Gbl.* — G.
G_2. „ *eocaena Gbl.* — G.
G_2. „ *macrocephala Gbl.* — G.
G. D. S. *Operculina ammonea Leym.* — E. Sf. W. H.
S. „ *granulata Leym.* — Sf. W. Kühlbach.
B. „ *spec.* — W. Pr.
S. *Nummulites contorta Desh.* — Pr. Ss.
S. „ *curvispira Menegh.* — Z.
S. „ *exponens Sow.* — G.
S. „ *Guettardi d'Arch.* — E. Pl.
S. „ *irregularis Desh.* — Pr. Ss.
S. „ *Lucasana Defr.* — Ss.
S. „ *Sismondai Lam.* — Ss.
S. „ *spira Roissy.* — Ss.
S. „ *striata Orb.* — Pr. Ss. V. G.
S. „ *cf. variolaria Schloth.* — Pl.
S. F. „ *spec. div.* — Ss. Pl. Pr. W. V. N. Z. Kühlbach. Gois.
B. S. *Heterostegina spec.* — W. E. Pr.
G_2. *Orbitoides ephippium Sow.* — G.
G_2. „ *nummulitica Gbl.* — G.
G_2. D. S. „ *papyracea Boubée.* — G. W. E. H. Gois.
G_2. „ *stella Gbl.* — G.
G_2. „ *stellata Arch.* — G.
B. „ *spec.* — W. Pr.

S. *Spongites saxonicus Gein.* — Pl.
S. *Isis Teisenbergensis Schafh.* — N.
S. *Heliopora Bellardi.* — N.
Qu. „ *bipartita Qu.* — H.
G. „ *deformis Michn.* — N.
G. *Porites Deshayesana.* — G.
R. S. *Actinacis Rollei Reuss.* — H.
S. *Madrepora astraeoides Gbl.* — H.
S. *Desmopsammia subcilindrica Reis.* — N.
R. S. *Micetoseris d'Archiardi Reuss.* — H.
S. „ *lophoseroides Reis.* — H.
G. „ *undulata Gbl.* — Meinzing.
S. *Dendracis Haidingeri Mich.* — N.
S. „ *planistella Reis.* — N.
S. *Dendroseris varians Reis.* — W.
S. *Stephanophyllia bifrons Gbl.* — W.
G. „ *elegans Br.* — E.
S. *Eupsammia cilindrica Mich.* — W.
S. *Cyclolithes Borsoni Mich.* — M.
S. *Cyloseris Borsoni Reis.* — Pl.
S. „ *nummulitica Reis.* — R.
S. „ *spec.* — M. E.
S. *Cyathoseris spec.* — E.
S. *Leptophyllia dilatata Reuss.* — R.
R. S. „ *Zitteli Reis.* — H.
R. S. *Leptomussa variabilis Arch.* — H.
S. *Circophyllia annulata Reuss.* — W. N.
R. S. *Calamophyllia crenaticostata Reuss.* — H.
S. „ *pseudoflabellum Cat.* — N.
S. *Rhabdophyllia spec.* — E. H. N.
S. *Trochosmilia acutimargo Reuss.* — N.
S. *Cuclosmilia sp.* — W.
S. *Coelosmilia sp.* — R.
S. *Parasmilia cingulata Cat.* — W.
S. *Aplocoenia sp.* — M.
S. *Stylocoenia lobatorotunda M. E. et H.* — Meinzing.
R. S. „ *taurinensis Mich.* — H.
R. S. *Stylophora annulata Reuss.* — H. N.
S. „ *bipartita Qu.* — M. Meinzing.
G. „ *distans Leym.* — N.
S. „ *granulosa Gbl.* — H. N. Meinzing.
R. S. „ *grossecolumnaris Gbl.* — H. N. Meinzing.
S. *Trochocyathus interarmatus Reis.* — N.
G. *Turbinolia cf. bilobata Michn.* — H. N.
S. Verschiedene Korallen. — G. W.
B. *Pentacrinus diaboli.* — Ss.
S. Crinoiden. — Hochburg.
S. *Pentaceros spec.* — Ss.
D. *Leiocidaris itala Laube.* — H.
S. *cf. Echinolampas spec.* — H.

S. Verschiedene Echiniden. — W.
S. *Serpula spirulaea Lam.* — E. Pr.
G. *Chaetetes undulatus Gbl.* — H.
S. *Lunulites androsacea Mich.* — W.
S. „ *cf. punctatus Leym.* — Pl.
F. S. Verschiedene Bryozoen. — W.
S. *Terebratula spec.* — E.
G. *Ostrea Brongniarti Br.* — Ss. G. H. N.
F. „ *flabellata Lam.* — W.
G. D. S. „ *gigantea Brander.* — Ss. E. V. Z.
G. „ *heraclita Defr.* — E.
F. „ *rarilamella Desh.* — G.
F. *Anomia spec.* — G.
G. Spondylus *asperulus Mü.* — E.
D. „ *cisalpinus Brogn.* — W. E. H.
D. *Pecten corneus Sow.* — W. E.
D. „ *elegans Andr.* — E.
F. „ *multistriatus Desh.* — G.
G. „ *plebejus Lam.* — E.
F. G. „ *solea Desh.* — G. E. Sf.
„ *subdiscors Orb.* — Pl.
„ *suborbicularis Mü.* — Z.
F. *Avicula aff. Defrancei Desh.* — W.
S. „ *cf. media Sow.* — R.
S. *aff. Volsella spec.* — R.
F. *Modiola cf. capillaris Desh.* — W.
F. „ *cf. elegans Sow.* — W.
D. „ *aff. Philippii Mey. E.* — E. W.
F. „ *cf. simplex Sow.* — W.
S. *Arca Bonelli Bell.* — R. W.
S. „ *cf. Caillardi Bell.* — E.
D. „ *cf. condita Duh.* — E. W.
D. „ *aff. pretiosa Desh.* — E. W.
F. „ *punctifera Desh.* — W.
S. *Cardiola spec.* — E.
S. *Pectunculus corneus Sow.* — R.
G. „ *dispar Defr.* — E.
F. D. „ *ornatus Fuchs.* — E. W.
D. „ *aff. pilosus Lin.* — H.
D. „ *subalpinus Den.* — E.
F. *Limopsis spec.* — E. V. W.
G. *Stalagmium grande Bell.* — E.
G. *Nucula Bavarica C. Mayer.* — E.
F. „ *cf. Parisiensis Desh.* — W.
D. „ *piligera Sandb.* — E. R.
F. „ *cf. striata Lam.* — W.
F. *Leda prisca Desh.* — W.
F. *Cardita cf. Aizyensis Desh.* — W.
G. „ *amita C. Mayer.* — E.
D. „ *angusticostata Desh.* — E. R.

F. *Cardita cf. cor avium Lam.* — W.
D. „ *intermedia Brocchi.* — H.
S. „ *planicosta Lam.* — Pl. R. Kerntoffen
F. *Crassatella cf. plumbea Desh.* — G.
D. „ *sinuosa Desh.* — H.
D. „ *trigonula Fuchs.* — E. R.
F. *Chama aff. granulosa Leym.* — W.
D. S. „ *cf. turgidula Lam.* — E. R. W. H.
G. *Lucina contorta Defr.* — E. R.
F. „ *elegans Defr.* — W.
D. S. „ *Fuggeri Den.* — Pl. E. V. W.
G. „ *globulosa Desh.* — E. Sf.
S. „ *cf. Heberti Den.* — R. Kerntoffen.
F. D. S. „ *mutabilis Lam.* — E. R. G. H.
G. „ *saxorum Lam.* — E. V. Sf.
S. „ *sparnacensis Duh.* — E.
F. „ *aff. squamulosa Lam.* — W.
D. „ *Zitteli Den.* — W.
G. *Corbis cf. Davidsoni Desh.* — E. Sf.
F. D. „ *lamellosa Lam.* — Pl. Ss. G. E. Z.
D. *Cardium cingulatum Goldf.* — Pl. E. R.
G. „ *formosum Desh.* — E. Sf.
S. „ *cf. modioloides Bell.* — M.
F. S. „ *obliquum Lam.* — Pl. E. G.
F. D. „ *Parisiense Orb.* — G. E. W. Pl.
F. S. „ *cf. porulosum Lam.* — R. W.
F. „ *semistriatum Desh.* — W. G.
G. „ *subdiscors Orb.* — Pl. E. R.
D. „ *Thunense Mayer.* — W.
G. *Venus scobinellata Lam.* — E. Sf.
D. „ *texta Lam.* — E. M.
D. *Cytherea aff. incrassata Sow.* — E. W.
G. „ *laevigata Desh.* — E.
„ *aff. nitida Desh.* — Pl.
F. „ *cf. obliqua Desh.* — W.
D. „ *splendida Mer.* — Ss. E. W.
„ *aff. undata Bast.* — R.
Tellina cf. bipartita. — V.
D. S. „ *Nysti Desh.* — Pl. E. V. W. Kerntoffen.
F. „ *aff. tenuistriata Desh.* — W.
F. D. S. *Psammobia pudica Brongn.* — E. R. W.
F. *Solecurtus cf. striatus Bell.* — W.
D. *Siliqua oblonga Koenen.* — E. V.
G. F. D. S. *Solen plagiaulax Cossm.* — Pl. E. V. Sf.
„ *rimosus Bell.* — R.
G. *Panopaea intermedia Orb.* — E.
D. S. „ *Menardi Desh.* — E. R. V.
S. „ *pudica Brogn.* — E. W.
G. „ *pyrenaica Orb.* — E.
F. D. S. *Pholadomya Puschi Goldf.* — Pl. E. V. R.

G. D. *Thracia Bellardii Pictet.* — E. R. Sf. W.
F. „ *rugosa Bell.* — W.
F. *Mactra spec.* — W.
G. *Corbula anatina Lam.* — E. Sf.
D. „ *aff. carinata Duj.* — Pl. E. R.
F. „ *cf. gallica Lam.* — G.
„ *aff. harpa.* — R.
„ *similis Fuchs.* — R.
„ *subarata Sandb.* — R.
G. *Clavagella coronata Desh.* — E. Sf.
F. *Pholas aff. elegans Desh.* — W.
G. *Teredo cf. norvegica Spengl.* — E. Sf.
G. D. „ *Tournali Leym.* — E. Sf.
G. *Dentalium eburneum Gm.* — E. Sf.
B. „ *spec.* — Ss.
F. *Fissurella spec.* — G.
F. *Haliotis nov. spec.* — W.
D. S. *Pleurotomaria sp.* — E. H.
D. *Turbo cf. clausus Fuchs.* — G. E.
D. *Delphinula cf. globosula Döderl.* — E. S.
D. „ *multisulcata Schaur.* — H.
D. S. *Trochus Lucasianus Brongn.* — E. G. H. M.
S. *Scalaria spec.* — R.
F. *Turritella angulata Sow.* — W.
F. „ *carinifera Desh.* — G.
S. „ *fasciata Lam.* — E.
G. „ *granulosa Desh.* — E.
S. „ *cf. hybrida.* — Pl.
G. „ *imbricataria Lam.* — Pl. H.
F. S. „ *cf. inscripta Arch.* — R. G.
F. „ *interposita Desh.* — W.
D. „ *planispira Arch.* — G. E.
G. D. „ *strangulata Grat.* — G. Sf.
F. „ *cf. sulcata Lam.* — W.
D. „ *cf. terebellata Lam.* — E. W. G. H.
D. *Natica angustata Grat.* — E. N.
D. S. „ *auriculata Grat.* — Pl. E.
D. „ *cf. cepacea Lam.* — H.
S. „ *depressa Duh.* — R.
S. „ *hybrida Desh.* — E.
S. „ *cf. patula Lam.* — R.
F. „ *sigaretina Desh.* — W.
G. „ *Studeri Qu.* — E.
G. F. S. *Diastoma costellata Lam.* — G. E.
D. *Vermetus spec.* — H.
D. *Melania Escheri Mer.* — Pl. E. R.
S. *Cerithium calcaratum Brongn.* — W.
G. „ *cf. fodicatum Bell.* — E. Sf.
F. „ *Geslini Desh.* — G.
S. „ *giganteum Sow.* — R.

S. *Cerithium lapidum.* — Pl.
F. „ *Parisiense Desh.* — G.
B. „ *spec.* — Ss.
D. *Strombus radix Brongn.* — Pl. Ss. E.
F. *Terebellum fusiforme Lam.* — G.
F. *Rostellaria aff. excelsa Sieb.* — W.
F. „ *labrosa Sow.* — G. W.
G. F. „ *spirata Rouault.* — E.
D. F. D. *Rimella fissurella Lam.* — E. V. Sf.
D. *Cypraea cf. media Desh.* — R.
D. *Cassis cf. aequinodosa Sandb.* — Pl. Ss. N.
G. S. *Cassidaria echinophora Lin.* — E. R.
G. „ *insignis C. Meyer.* — E. S.
G. *Ficula helvetica C. Meyer.* — E. Sf.
F. D. „ *nexilis Brander.* — E. Pl. W.
D. *Tritonium flandricum Koenen.* — E. V.
G. *Pseudoliva Fischerana C. Meyer.* — E. Sf. W.
F. *Buccinum spec.* — E.
D. *Columbella nassoides Bell.* — Pl. Sf.
G. F. D. S. *Fusus longaevus Lam.* — E.
G. „ *cf. obtusus Lam.* — E. Sf.
F. „ *aff. polygonus Lam.* — W.
„ *cf. teres Fuchs.* — R.
F. *Mitra cf. fusulina Lam.* — W.
F. „ *cf. terebellum Lam.* — W.
D. S. *Voluta harpula Lam.* — E. Sf.
D. *Cancellaria laevigata Koen.* — E. G.
Terebra cf. striata Bast. — W.
F. *Pleurotoma aff. fusiformis Sow.* — W.
F. „ *cf. macilenta Sol.* — W.
D. „ *Selysii Korn.* — E. R.
B. „ *spec.* — Ss.
D. *Conus Allionii Mich.* — E. G.
D. S. *Actaeon simulatus Sol.* — E. W. Kerntoffen.
D. *Ringicula buccinea Desh.* — E. G.
D. *Bulla striatella Lam.* — E. G.
F. S. *Scaphander cf. conicus Desh.* — W.
G. D. „ *lignarius Lin.* — Pl. E.
S. *Planorbis ammonitiformis.* — E. Kerntoffen.
D. *Ancylus spec.* — E. Sf.
D. *Helix crepidostoma Sandb.* — E. Sf.
S. Krebsschere. — E.
D. S. Haifischzähne und -wirbel. — G. Kühlbach.

Oberes Tertiär.

Jungtertiäre Bildungen der Ebene sind die Konglomerate des Mönchs- und Rainberges, von denen selbst Gümbel (Geologie von Bayern, Kassel 1894, II, 246), welcher dieselben früher als glazial bezeichnet hatte, schreibt, daß ihre Geschiebe „in der Vorglazialzeit

durch die Salzachgewässer herbeigeführt worden sind. Gletscherschliffe, welche man an denselben beobachtet hat, beweisen, daß sie zur Glazialzeit bereits nicht bloß abgesetzt, sondern auch verfestigt waren". Auch der Hellbrunner Hügel gehörte der jüngeren Tertiärformation an.

Diluvium.

Glaziale Schotter bedecken einen großen Teil der Ebene und sind an einzelnen Punkten derselben sowie an manchen Stellen am Fuße des Untersberges zu Konglomeraten verkittet. Solche horizontal geschichtete Konglomerate treten in der Nähe von Glaneck, auf und gegenüber der Meinzinghöhe, in Wals und auf dem Walserberge, beim Reiterbauer nächst Großgmein und auf dem Lockstein in Berchtesgaden. Auch Moränen sind — wenn gerade nicht in großer Ausdehnung, so doch nicht eben selten — zu finden, so beim Wirtshause Kugelmühle, in den Marmorbrüchen von Fürstenbrunn, im Kühlbach, in der Nähe des Eulerbaches, im Kohlgraben; am West- und Ostfuße des Berges sind sie meist durch Bergschutt überdeckt oder damit vermengt, zum Beispiel im unteren Kienberg- und Gratschengraben; dagegen sind sie wieder sehr deutlich in größerer Entfernung vom Bergfuße aufgeschlossen, wie am Lockstein und auf dem Kälberstein. In den Steinbrüchen daselbst sowie in jenen bei Fürstenbrunn trifft man stellenweise auch sehr schöne und deutliche Gletscherschliffe; auch auf der Höhe des Rainberges wurde ein solcher aufgedeckt.

Erratische Blöcke sind an der Nordseite des Untersberges bisher wenige gefunden worden: ein großer Block Gneisgranit oberhalb der Fürstenquelle in 620 *m* Höhe und ein Block von Chloritschiefer im Firmianmais (940 *m*), dagegen sind die Höhen der südlichen Hälfte des Berges: Siegellahner, Gern und Ettenberg wie übersät von solchen.

Alluvium.

Moorboden bildet den südlichen Teil der Ebene; eigentliches Flußalluvium zieht sich an der Salzach und Saalach sowie an der Bischofswieser und Berchtesgadner Ache hin und Bergschutt bedeckt nicht bloß den Fuß des Untersberges, sondern auch einzelne vorgeschobene Terrassen in reichlicher Menge.

Tektonik.

In tektonischer Beziehung läßt sich ein Querbruch konstatieren [1]), der von der Einmündung des Fürstenbrunner Baches in den Koppengraben durch das Große Brunntal hinauf bis zum Abfalterkopf zieht; die mächtige Fürstenbrunner Quelle liegt in einer Verwerfungsspalte. Der Liaskalk des Brunntales scheint an dem Tithonkalke der

[1]) Bittner, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 202, und 1885, pag. 369.

Rehlack abzustoßen. Ein zweiter Bruch zieht ebenfalls in der Richtung von N nach S vom Hundsrücken zwischen Schweigmüller- und Klingeralpe über das Mückenbründl und die Aurikelwand und dürfte zugleich mit jener Dolinenlinie in Verbindung stehen, innerhalb welcher der Eiskeller liegt und deren Verlauf durch das völlig breccienartig zerriebene Gestein dieser Region und wahrscheinlich auch durch die Existenz der nie versiegenden mächtigen Quelle des Mückenbründels selbst gekennzeichnet wird. Diese Bruchlinie ist in ihrer unteren Partie zugleich die Grenze zwischen dem östlich von ihr auftretenden Tithon- und dem westlich dieser Linie liegenden Dachsteinkalk.

Der Querbrüche der Plateaukalke bei dem Scheibenkaser, welche durch die staffelförmige Lagerung der Carditaschichten gekennzeichnet werden, wurde schon früher Erwähnung getan; ebenso der wahrscheinlichen Bruchlinie, welche die Brettwand durch das Nierental vom Untersbergmassiv abtrennt.

Südlich von Maria-Gern ist der Ramsaudolomit über Schrammbachschichten geschoben, welche sich gegen SO fortsetzen und dann verschwinden. In der Fortsetzung dieses Zuges treten sodann Hierlatzkalke auf. Das Gerntal entspricht in seiner Längsrichtung einer Verwerfung, da bei Maria-Gern sowie bei Hintergern der Ramsaudolomit der Kneufelspitze an Werfener Schiefer abstößt. Der südlichste Teil dieser Werfener Schiefer stößt an den vorerwähnten Schrammbachschichten ab, so daß die Gernverwerfung die ältere Überschiebung durchsetzt. An der Südostseite der Kneufelspitze sind in einem Graben Werfener Schiefer aufgeschlossen, welche über die oben erwähnten Liaskalke hinweggeschoben sein müssen (Böse, l. c. pag. 472).

Die Ostseite des Lattenberges, des westlichen Nachbars des Untersberges, ist eine getreue Kopie des Ostabhanges des letzteren: unten Ramsaudolomit, darüber die Terrasse der Raibler Schichten und oben die Wände des Dachsteinkalkes. Nachdem nun die Kalke des Achenkopfes des Unterberges viel zu steil nach WNW fallen, als daß der Ramsaudolomit des Lattenberges darunter liegen könnte, so muß also auch hier eine Bruchlinie vorhanden sein, welche die beiden Berge getrennt hat und welcher das Tal der Bischofswieser Ache sein Dasein verdankt.

Chemische Untersuchung der Arsen-Eisenquelle von S. Orsola bei Pergine in Südtirol.

Von C. F. Eichleiter.

Die Arsen-Eisenquelle von S. Orsola bei Pergine in Südtirol ist schon seit mehreren Jahren in der dortigen Gegend bekannt, aber an eine Nutzbarmachung derselben wurde erst im vergangenen Jahre durch ein Konsortium, an dessen Spitze Dr. med. Quirino Morelli in Pergine steht, geschritten.

Die Quelle entspringt in einem alten Stollen, welcher sich in einem Nebentälchen des Fersinatales, 10 Minuten westlich von S. Orsola in einem Porphyritstock befindet, der die „Quarzporphyrtafel" durchdringt. Dieser Stollen wurde zum Zwecke der Fassung der Quelle gangbar gemacht und auch zur besseren Erschließung der Quelle etwas weitergetrieben.

Der ursprüngliche alte Stollen hat nach etwa 15 *m* eine seitliche Ausrichtung von 10—15 *m* nach links; aber in diesem Stollenteile dringt nur gewöhnliches Wasser aus den Wänden hervor. Es wurde nun in der Richtung des vom Stolleneingang herführenden Stollenteiles der Stollen weitergetrieben und in diesem neuen Teile drei provisorische Reservoirs zur Ansammlung des hier arsen- und eisenhältigen Wassers angebracht.

Am Ende des neugetriebenen Stollenteiles befindet sich eine kleine schüsselförmige Vertiefung, in welcher sich kristallklares Wasser von stark adstringierendem, metallischem Geschmack ansammelt. In einiger Entfernung davon ist ein zweites Reservoir vorhanden, welches aber zur Zeit der Probeentnahme durch herabgefallene Gesteinsblöcke ganz verschüttet war.

Ein drittes Reservoir, der Hauptsammelpunkt des Mineralwassers, befindet sich in nächster Nähe jener Stelle, wo der ursprüngliche alte Stollen die seitliche Ausrichtung hat. Dasselbe faßt etwa 10 Hektoliter und ist in der Nähe des Bodens mit einem Abflußhahn versehen.

Das ersterwähnte Reservoir erwies sich wegen seines geringen Ausmaßes zur Probeentnahme im größeren Stil als gänzlich ungeeignet.

Nachdem auch keine künstliche Verbindung zwischen den Reservoirs hergestellt worden war, sondern das Wasser einfach auf der Sohle des Stollens von einem Reservoir zum anderen floß, war es auch nicht möglich, das fließende Wasser für die Untersuchung auf-

zufangen und es blieb daher nichts anderes übrig, als das in diesem Hauptreservoir vorfindliche, bereits in früherer Zeit angesammelte Wasser zur Probeentnahme zu verwenden.

Unter diesen Verhältnissen war es auch unmöglich, eine tatsächliche Bestimmung der Ergiebigkeit der Quelle vorzunehmen, doch konnte an dem allerdings sehr regnerischen Tage der Probeentnahme festgestellt werden, daß das Wasser reichlich über den Rand des Hauptreservoirs floß. Das Wasser dieses Behälters war ebenfalls kristallklar, aber beim Öffnen des erwähnten Hahnes zeigte das Wasser eine ziemlich starke Trübung, welche offenbar von dem Aufwirbeln eines von oben her nicht bemerkbaren Bodensatzes herrührte. Das Wasser wurde daher vor der Probeentnahme lange Zeit hindurch abrinnen gelassen, bis nur mehr eine ganz unbeträchtliche Trübung zu beobachten war. Bei diesem Vorgange zeigte es sich, daß das Niveau des Wassers im Reservoir bei einem Abfluß von etwa einem Liter in der Minute gar nicht zum Sinken kam, sondern daß das Wasser sogar trotz des langdauernden Abflusses durch den Hahn immer noch über den Rand des Behälters floß.

Das zur Untersuchung verwendete Wasser wurde von unserem Anstaltsmitgliede Herrn Dr. G. B. Trener am 24. April 1906 nachmittags amtlich entnommen, an welchem Tage die Temperatur der Luft des Stollens und die des Wassers 9·4° C betrug. Der freundlichen Mitteilung des genannten Herrn Kollegen verdanke ich auch die hier verwerteten Daten über die Lokalitätsverhältnisse etc.

Nach dem Eintreffen der Wassersendung in unserer Anstalt wurden die Flaschen durch etwa eine Woche ruhig stehen gelassen, damit sich die erwähnten suspendierten Teile vollständig absetzen konnten, und zu der Untersuchung nur ganz klares Wasser verwendet, welches in der vorsichtigsten Weise von dem in den Flaschen noch bemerkbaren Bodensatze abgehebert wurde.

Das spezifische Gewicht des Wassers, welches eine tief rötlichgelbe Farbe zeigte, bei 22° C bestimmt und auf doppeltdestilliertes Wasser von derselben Temperatur bezogen, ist 1·007.

Die quantitative Untersuchung ergab folgende Resultate:

Schwefelsäure. 100 cm^3 Wasser gaben 1·3390 *g* Baryumsulfat, entsprechend 0·4597 *g* Schwefelsäure, somit in 10.000 Gewichtsteilen 45·933 *g* Schwefelsäure.

Chlor. 500 cm^3 Wasser gaben 0·017 *g* Chlorsilber, entsprechend 0·0128 *g* Chlor, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·256 *g* Chlor.

Kieselsäure. 500 cm^3 Wasser gaben 0·0452 *g* Kieselsäure, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·9030 *g* Kieselsäure.

Arsen. I. 10 *l* Wasser gaben 0·171 *g* arsensaure Ammonmagnesia, entsprechend 0·089 *g* Arsentrioxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·0889 *g* Arsentrioxyd.

II. 10 *l* Wasser gaben 0·203 *g* arsensaure Ammonmagnesia, entsprechend 0·105 *g* Arsentrioxyd, somit in 10·000 Gewichtsteilen 0·1049 *g* Arsentrioxyd.

Phosphorsäure. 1000 cm^3 Wasser gaben 0·0670 *g* Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·04286 *g* Phosphorsäureanhydrid, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·04283 *g* Phosphorsäureanhydrid.

Kaliumoxyd, Natriumoxyd. 1000 cm^3 Wasser gaben 0·063 *g* Chloride und 0·069 *g* Kaliumplatinchlorid, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·1312 *g* Kaliumoxyd und 0·2237 *g* Natriumoxyd.

Calciumoxyd. 500 cm^3 Wasser gaben 0·340 *g* Calciumoxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 6·7954 *g* Calciumoxyd.

Magnesiumoxyd. 500 cm^3 Wasser gaben 0·1616 *g* Magnesiumpyrophosphat, entsprechend 0·0618 *g* Magnesiumoxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 1·2351 *g* Magnesiumoxyd.

Eisenoxydul. 500 cm^3 Wasser gaben 0·0868 *g* Eisenoxydul, somit in 10.000 Gewichtsteilen 1·7347 *g* Eisenoxydul.

Eisenoxyd. 500 cm^3 Wasser gaben 0·7357 *g* Eisenoxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 14·3705 *g* Eisenoxyd.

Aluminiumoxyd. 500 cm^3 Wasser gaben 0·2212 *g* Aluminiumoxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 4·4209 *g* Aluminiumoxyd.

Manganoxydul. 1000 cm^3 Wasser gaben 0·0290 *g* Schwefelmangan, entsprechend 0·02635 *g* Manganoxydul, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·2363 *g* Manganoxydul.

Kupferoxyd. 10 *l* Wasser gaben 0·0115 *g* Kupferoxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·0114 *g* Kupferoxyd.

Nickeloxyd. 10 *l* Wasser gaben 0·0030 *g* Nickeloxyd, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·00299 *g* Nickeloxyd.

Kohlenstoff der organischen Substanz. 1000 cm^3 Wasser gaben 0·0195 *g* Kohlensäure, entsprechend 0·005318 *g* Kohlenstoff, somit in 10.000 Gewichtsteilen 0·05314 *g* Kohlenstoff.

Die Ergebnisse der Untersuchung des arsenhältigen Eisenwassers von S. Orsola bei Pergine in übersichtlicher Weise zusammengestellt, sind also folgende:

	In 10.000 Gewichtsteilen sind enthalten Gramme:
Schwefelsäureanhydrid	45·9337
Chlor	0·2554
Kieselsäureanhydrid	0·9030
Phosphorsäureanhydrid	0·4283
Arsenigsäureanhydrid	0·0969
Kaliumoxyd	0·1312
Natriumoxyd	0·2237
Calciumoxyd	6·7954
Magnesiumoxyd	1·2351
Eisenoxyd	14·3705
Eisenoxydul	1·7347
Aluminiumoxyd	4·4209
Manganoxydul	0·2363
Kupferoxyd	0·0114
Nickeloxyd	0·0029
Kohlenstoff der organischen Substanz	0·0531

Bei der Gruppierung obiger Bestandteile zu Salzen ergibt sich folgende Zusammensetzung:

		In 10.000 Gewichtsteilen sind enthalten Gramme:
Arsenigsäureanhydrid		0·0969
Chlornatrium		0·4180
Calciumphosphat		0·5971
Schwefelsaures	Eisenoxydul	3·6521
„	Eisenoxyd	35·9270
„	Aluminiumoxyd	14·8596
„	Manganoxydul	0·4988
„	Kupferoxyd	0·0240
„	Nickeloxyd	0·0059
„	Calcium	16·0834
„	Magnesium	3·7053
„	Kalium	0·3217
„	Natrium	0·1399
Kieselsäure		0·9030
Kohlenstoff der organischen Substanz		0·0531
Summe der festen Bestandteile		77·2858

Die Bestimmung des Arsengehaltes wurde, wie schon früher ausgewiesen wurde, doppelt vorgenommen und stellt die in der Analyse eingesetzte Zahl für den Arsengehalt den Mittelwert dieser beiden Bestimmungen dar.

Im folgenden möge hier auch einigen Betrachtungen über die Zusammensetzung der Arsen-Eisenquelle von S. Orsola im Vergleich mit anderen Quellen dieser Art Raum gegeben werden.

Der Arsengehalt der Quelle von S. Orsola ist etwas größer als derjenige der Starkwasserquelle von Levico und bedeutend größer als derjenige der Guberquelle, steht aber weit hinter denjenigen der Quelle von Roncegno zurück.

Die Quelle von S. Orsola zeigt ferner die Eigentümlichkeit, daß in derselben das Eisen zum größten Teil als Oxydverbindung vorhanden ist. Dieser Umstand mag seinen Grund wohl darin haben, daß das zur Untersuchung gelangte Wasser im Reservoir sehr lange Zeit der Einwirkung des Sauerstoffes der Luft ausgesetzt war und somit das Eisenoxydulsulfat größtenteils in Eisenoxydsulfat überging, durch welches das Wasser auch die bereits früher erwähnte rötlichgelbe Farbe bekam.

Das Wasser hat weiters einen ganz bedeutenden Gehalt an Phosphorsäure. Diese wurde bei der Gruppierung zu Salzen an Calcium gebunden. Da aber die Bindung der einzelnen Säuren und Basen bei der Gruppierung durch Berechnung zu Salzen bis zu einem gewissen Grade der Willkür des Analytikers überlassen bleibt, ist es

nicht ausgeschlossen, daß die Phosphorsäure im vorliegenden Wasser vielleicht tatsächlich an Eisen gebunden ist.

Die mir zugänglichen Analysen der Quellen von Levico weisen gar keinen Gehalt an Phosphorsäure auf, während bei der Quelle von Roncegno etwas Eisenphosphat angegeben ist und die Quelle von Černi Guber einen ganz geringfügigen Phosphorsäuregehalt zeigt.

Eine andere Eigentümlichkeit des Arsenwassers von S. Orsola ist der beträchtliche Gehalt an schwefelsaurer Tonerde und schwefelsaurem Mangan, ferner das Vorhandensein von Nickelsulfat, während der Gehalt an Kupfersulfat weit hinter dem der Starkwasserquelle von Levico und dem der Quelle von Roncegno zurücksteht.

Um den Vergleich der vier früher genannten Arsenquellen übersichtlich zu gestalten, stelle ich in der folgenden Tabelle die Werte für die eben besprochenen Bestandteile dieser Quellen nebeneinander.

In 10.000 Gewichtsteilen sind enthalten Gramme:

	S. Orsola nach Eichleiter	Levico [1]) Starkwasserquelle nach Prof. Barth	Roncegno [2]) nach Dr. F. Spica	Černi Guber [3]) nach Prof. E. Ludwig
Arsenigsäureanhydrid . .	0·09690	0·090542	1·1588 [4])	0·0610
Schwefels. Eisenoxydul .	3·6521	0·019510	0·8550	3·7340
„ Eisenoxyd . .	35·9270	51·285216	30·3750	—
„ Aluminium .	14·8596	6·483091	13·8978	2·2770
„ Mangan . . .	0·4988	0·002527	2·1794	0·0090
„ Nickel	0·0059	—	0·4745	—
„ Kupfer	0·0240	0·534429	0·2891	Spuren
Calciumphosphat	0·5971	—	— [5])	0·0100

Schließlich wären noch einige Worte über die Entstehung der Arsenquelle von S. Orsola zu sagen.

Die Porphyritstöcke und -gänge des Fersinatales sind gewöhnlich erzführend und haben dadurch zu einer Reihe von Bergbauversuchen Anlaß gegeben.

Der Porphyrit von S. Orsola ist stark zersetzt und zeigt eine feine Imprägnierung von Schwefelkies, der offenbar arsenhältig ist. Durch die Verwitterung ist der Porphyr sehr gelockert und bildet

[1]) [2]) Diese beiden Analysenteile sind dem „Guida del Trentino“ di Ottone Brentari, Bassano, Premiato Stabil. Tipogr. Sante Pozzato, 1891, pag. 306 und pag. 361, entnommen.

[3]) Prof. E. Ludwig, „Die Mineralquellen Bosniens“. Tscherm. miner. u. petr. Mitt. (N. F.), XI. Bd., 2. Heft, pag. 124.

[4]) Außer dem hier angeführten Gehalt an Arsenigsäureanhydrid ist in Spicas Analyse 1·0960 *g* arsensaures Natron angeführt.

[5]) Die Analyse weist 0·3892 *g* Eisenphosphat aus.

daher eine im Vergleich mit dem umgebenden Gestein verhältnismäßig permeable Masse, welche wasserführend ist und dadurch zur Entstehung der Quelle Veranlassung gibt.

Als Sammelgebiet des Wassers kann man die breite Terrasse von S. Orsola betrachten und beim Durchsickern des Wassers von dort durch den zersetzten und mit teilweise verwittertem Schwefelkies imprägnierten Porphyritstock bis zum Boden des eingangs erwähnten Nebentälchens bietet sich hinreichend Gelegenheit, daß eine weitgehende Auslaugung der Porphyritmassen stattfinden kann.

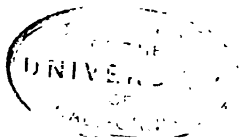
Die fossilen Cephalopodengebisse.

Von Dr. Alfred Till.

Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. XII und XIII) und sieben Zinkotypien im Text.

Als ich im Vorjahre meine kurze Arbeit „Die Cephalopodengebisse aus dem schlesischen Neocom“ (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1906) veröffentlichte, hätte ich nicht gedacht, daß ich so bald in der Lage sein werde, alles dort Gesagte und Vermutete auf Grund eines sehr umfassenden Materials einer Revision unterwerfen zu können. Es sollen die folgenden Zeilen als eine Fortsetzung, in vieler Beziehung aber als ein Ersatz der eben genannten Arbeit gelten. Als Ersatz speziell in bezug auf die Systematik, welche an die Stelle des Abhandl. 1906 gegebenen Hilfssystemes treten soll. Eine Systematik ist, auch wenn wir die Tiere, zu welchen die zu besprechenden Gebisse gehören, nicht kennen, doch wohl berechtigt, da sie geologisch nützlich ist und in der Paläontologie auch anderwärts besteht. Ich verweise bloß auf die Benennung einzelner Knochen oder auf die „Gattung“ *Belemnites* oder insbesondere auf die ganze Systematik der Ammoniten, welche ja auch vielfach rein morphologischer Natur ist. Im übrigen kann ich nur das in Abhandl. 1906 schon Gesagte wiederholen, daß ein Gattungsname — wie solche im folgenden aufgestellt werden — bloß bedeutet, daß die darunter zusammengefaßten Rhyncholithen durch anscheinend wesentliche Merkmale konstant charakterisiert sind. Einen eigenen Artnamen habe ich dann gegeben, wenn eine Rhyncholithenform durch wenigstens zwei voneinander anscheinend unabhängige Merkmale von allen übrigen Formen abtrennbar war. Es hat also sowohl die weitere als auch die engere Bezeichnung eine in erster Linie nur morphologische Begründung. Beim Artnamen ist auch der geologische Horizont in Betracht gezogen worden, jedoch nur dann, wenn der Unterschied im geologischen Alter mit einem sicheren morphologischen Unterschied vereint war.

Bei der Beurteilung, ob ein Merkmal als ein wesentliches angesehen werden könne, kam die Frage in Betracht, ob es mit dem Aufbau des Tierkörpers, speziell mit der Form der Flügelfortsätze in unmittelbaren Zusammenhang gebracht werden könnte oder ob es für die Lebensweise des Tieres irgendwie bezeichnend sein könnte; für beide Fälle lieferte ich in Abhandl. 1906 Beispiele: für den ersten sei insbesondere die Furche des Rhyncholithenschaftes erwähnt, welcher ich infolge ihres



offenbaren Zusammenhanges mit dem dreiteiligen Flügelfortsatz eine wesentliche systematische Bedeutung zuschrieb; für den zweiten Fall gelte als Beispiel der Unterschied, welcher in der Morphologie der Scheitelregion besteht und nach den Extremen so bedeutend ist, daß man gewisse Schnäbel geradezu mit den Molaren, andere mit den Caninen der höheren Tiere vergleichen kann (vgl. *Rh. hirundo* und *Gonatocheilus*); es ist wohl zweifellos, daß man für Tiere, zu welchen solcherart verschiedene Schnäbel gehörten, auch eine verschiedene Lebensweise (insbesondere in bezug auf die Nahrung) annehmen darf und die Ausbildung der Scheitelregion ein wesentliches Merkmal darstellt. In der folgenden Abhandlung kommt eine dritte Kategorie für wesentlich genommener Merkmale hinzu, indem sich im inneren Aufbau des Rhyncholithen große Unterschiede ergaben (vgl. *Hadrocheilus* und *Leptocheilus*).

Als in zweiter Linie stehend wurden alle anderen auffallenden und konstanten Skulpturmerkmale (insbesondere diejenigen der Unterseite) und anscheinend charakteristischen Maßverhältnisse (vgl. H/B bei *Hadrocheilus* und *Akidocheilus* oder l_1/l_2 bei *Hadrocheilus* und *Leptocheilus*) angesehen.

In dritter Linie nach ihrer Wichtigkeit stehen diejenigen Merkmale, welche sich nicht sicher als konstant erwiesen (so geht bei gewissen Formen mit zarter Basalrippe diese oft in eine zarte Eintiefung über u. a.) oder solche, welche möglicherweise mit dem Erhaltungszustand in unmittelbarem Zusammenhang stehen (so ist die in der Literatur so beliebte Einteilung nach dem Verlauf des Hinterrandes der Kapuze unzulässig[1]), hierher gehört auch das Merkmal der Streifung von Kapuze oder Schaft u. a.).

Das geringe Interesse, welches der Geolog bisher den hier in Betracht kommenden Fossilien entgegenbrachte, ist ohne Zweifel in dem Mangel einer übersichtlichen Darstellung und einer Systematik der Rhyncholithen begründet. Dieser Mangel aber ist erklärlich, da wohl noch kein Paläontolog von diesen Versteinerungen mehr gesehen, als zufällig in der ihm am nächsten stehenden Sammlung vorhanden waren; wenngleich es Fachmänner gegeben hat, welche die mögliche Bedeutung der Rhyncholithen auch für die Geologie klar erkannt und speziell darauf hingewiesen haben. So meinte Dumortier[2]) schon 1871, daß diese Fossilien mindestens ebenso wichtig seien wie die ebenso problematischen Belemniten und daß an ihnen mehr charakteristische Merkmale entdeckt werden könnten als bei den letztgenannten; freilich ging Dumortier zu weit, da er hoffte, daß die Rhyncholithen jemals die volle geologische Bedeutung der Belemniten erlangen könnten; dazu sind sie eben viel zu selten. Dazu kommt, daß man von den Weichtieren, welche zu *Belemnites* gehörten, gegenwärtig schon manches, von dem Tier der Rhyncholithen, soweit sie nicht Nautilen angehören, gar nichts weiß.

---

[1]) Wahrscheinlich ist die Gattung *Scaptorhynchus Bell.* mit dem gerade abgestutzten Hinterrande auf ein unvollständig erhaltenes Exemplar gegründet.

[2]) Sur quelques gisements de l'Oxfordien infer. de l'Ardèche.

Ich hätte im Vorjahre den scheinbar unbescheidenen Subtitel „Versuch einer Monographie der Rhyncholithen" nicht gewählt, wenn ich nicht von Anfang an willens gewesen wäre, das betreffende Material aller Sammlungen, welche mir ihre Exemplare anvertrauen wollten, einer zusammenfassenden Bearbeitung zu unterziehen. Da dieses Ziel weit, eigentlich unendlich weit gesteckt ist, erweisen sich gewisse Abgrenzungen für notwendig; eine solche mache ich mit der Veröffentlichung dieser Abhandlung, nachdem ich über 400 Cephalopodenschnäbel gesehen, untereinander verglichen habe und gewisse zusammenfassende Resultate erzielt zu haben glaube.

Denjenigen hochgeehrten Herren, welche mich hierbei durch freundliche Überlassung von Material unterstützt haben, sage ich hiermit aufrichtigen und innigen Dank. Namentlich danke ich Herrn Professor F. Frech, welcher mir sofort nach der Veröffentlichung meiner vorjährigen Abhandlung alle diesbezüglichen Stücke der Universität Breslau sandte, ferner Herrn Dr. M. Schlosser, dem ich das Material der kgl. bayr. Staatssammlung in München verdanke, den Herren Professoren Ch. Sarasin und M. Bedot (Faculté des sciences, Genf), Herrn Prof. W. Kilian (Univ. Grenoble) und Herrn Dr. Ed. Gerber (Naturhist. Museum, Bern). Außerdem hat mich Herr Chefgeologe G. Geyer auf einige in der Wiener geologischen Reichsanstalt aufbewahrte Stücke aufmerksam gemacht.

Im folgenden seien der Kürze wegen Exemplare aus Breslau mit C. Br., aus München mit C. M., aus Genf mit C. G., aus Grenoble mit C. Gr., aus Bern mit C. B. und diejenigen aus Wien mit C. W. bezeichnet.

Da ich ja nicht weiß, wo in aller Welt noch hierher Gehöriges aufbewahrt wird, so spreche ich hiermit öffentlich die Bitte aus, es mir gütigst zur Verfügung stellen zu wollen, damit aus dem „Versuch einer Monographie" mit der Zeit eine wirkliche Rhyncholithenmonographie entstehen könne.

Ebenso zerstreut wie das Material selbst sind naturgemäß auch die Literaturnotizen über diesen Gegenstand. Wirkliche Vollständigkeit ist wohl kaum zu erzielen. Die wenigen hier angefügten Namen sind eine Ergänzung von Abhandl. 1906 und des überaus sorgfältigen und reichhaltigen Cephalopodenkatalogs des Britischen Museums.

I. Einzelbeschreibungen.

Wie eingangs erwähnt, glaube ich nach dem jetzt bearbeiteten Material berechtigt zu sein, das in Abhandl. 1906 aufgestellte Hilfssystem durch eine fester gefügte Einteilung der Cephalopodengebisse zu ersetzen; diese kommt insbesondere in der Namengebung zum Ausdruck, zu deren Verständnis einiges aus dem zusammenfassenden Teil (II) antizipiert werden möge.

Es scheint nach den konstanten charakteristischen morphologischen Merkmalen und nach der geologischen Verbreitung zu urteilen ein sicherer Unterschied zwischen *Nautilus*-Schnäbeln und Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln zu bestehen. Die vom rezenten *Nautilus*-Schnabel in nichts Wesentlichem verschiedenen Schnäbel dürfen und müssen also in den Fossillisten auch unter der Gattung *Nautilus*[1]) angeführt werden; es ginge aber nicht an, unmittelbar den Artnamen hinzuzufügen, da sonst Doppelnamen für dasselbe Tier und ein Artname (einmal für einen *Nautilus*-Rhyncholithen, ein andermal für eine *Nautilus*-Schale angewandt) für zwei verschiedene Arten möglich wären. Der auf einen Rhyncholith gegründete Artname darf daher von jenem nicht getrennt werden; infolgedessen setze man zur Gattung „*Nautilus*“ die nähere Bestimmung (*Rhyncholithes sp.*) in Klammern. Die sicherlich nicht zu Nautilen gehörigen Schnäbel haben sich nach deutlichen, konstanten und anscheinend wesentlichen Form- und Strukturmerkmalen in vier Gruppen unterabteilen lassen. Einstweilen läßt sich wohl nichts Besseres tun, als diese Gruppen im Gattungsnamen auszudrücken. Würde sich auch durch einen glücklichen Fund die vermutete Zugehörigkeit zu den Belemniten erweisen, so bliebe die hiermit gewählte und vorgeschlagene Bezeichnungsweise zu Recht bestehen, da es ja doch kaum gelingen wird, die einzelnen Subgenera von *Belemnites* mit bestimmten Rhyncholithenformen zu identifizieren. Man wird dann in analoger Weise wie bei den *Nautilus*-Schnäbeln den Namen des sicher identifizierbaren Belemnitensubgenus vor den Rhyncholithengattungsnamen setzen können. Vorderhand galt es nur, einen Überblick über die Formen der Nicht-*Nautilus*-Schnäbel zu schaffen und ihren geologischen Wert zu prüfen.

Wenn ich im folgenden die in Abhandl. 1906 für bestimmte Typen aufgestellten Namen vollständig aufgebe, so geschieht dies, um jede Verwirrung einer alten und neuen Bedeutung des Namens hintanzuhalten, und weil die Endung *-theutis* sich überhaupt als Gattungsname für Rhyncholithen nicht empfiehlt, da sie für Belemniten üblich ist[2]).

Es ergibt sich von selbst, daß der Name Rhyncholith in Zukunft nur eine ähnliche Bedeutung haben kann wie gegenwärtig „Belemnit“; er ist von Faure-Biguet als Gattungsname für *Rh. hirundo* begründet und später sehr ungenau für verschiedene Cephalopodenschnäbel verwendet worden, so daß ich schon Abhandl. 1906 die Bedeutung dieses Ausdruckes als ganz allgemeine Bezeichnung für „Schnabel des Oberkiefers eines Cephalopoden“ präzisiert habe. Gebrauchen werde ich den Namen als Gattungsnamen bei den echten *Nautilus*-Schnäbeln zur Abkürzung.

---

[1]) Die Gattung *Nautilus* ist für triadische Formen natürlich im weiteren Sinn zu fassen, für Formen aus jüngeren geologischen Schichten aber ist *Nautilus s. str.* ohnedies die einzig in Betracht kommende Art; bezüglich *Aturia* und *Scaptorhynchus* siehe Abh. 1906.

[2]) Zum Namen *Palaeotheutis* ist speziell zu bemerken, daß Römer (Paläontogr. 1856) einen Schulp mit diesem Namen belegt hat.

A. Nautilusschnäbel.

(Siehe Tabelle I auf pag. 540.)

Aus der paläontologischen Literatur bekannte Arten.

In Abhandl. 1906 habe ich darauf hingewiesen, wie mißlich es sowohl für geologische Verzeichnisse (Fossillisten) als auch für paläontologische Vergleiche ist, daß man namenlos gelassene Rhyncholithenformen stets nach Autor, Tafel, Figur und Nummer zitieren muß. Daher seien die sicher spezifisch bestimmbaren (d. i. alle gut erhaltenen und von drei Seiten abgebildeten) Formen mit Artnamen belegt und kurz charakterisiert [1]).

a) Aus dem Cephalopodenkatalog des Britischen Museums:

1. *Nautilus* (*Rh. Bathoniensis*) *nov. nom.*

(= Cephalopodenkatalog, Fig. 78 *a—c*).

Charakteristisch ist die breite, fast rhombische, nach beiden Seiten steil abfallende (infolgedessen mit scharf ausgeprägter Dorsalkante versehene) Kapuze, die starke Wölbung der Dorsalkante, der nur mäßig zugespitzte, nicht hakig abgebogene Scheitel, der aufs apikale Drittel beschränkte Basalwulst (also Kauwulst) und besonders auch die nach hinten sich verjüngende Form des Hinterrandes (daß diese auffallende Zuspitzung nicht durch den Erhaltungszustand bedingt, sondern ein wirkliches morphologisches Merkmal ist, beweist der Verlauf der Zuwachsstreifen auf dem sehr kurzen und steil abfallenden Schafte).

Aus dem Inf. Oolit von Swanswick.

2. *Nautilus* (*Rh. punctatus*) *nov. nom.*

(= Cephalopodenkatalog, Fig. 78 *d—f*).

Der Name bezieht sich auf den Erhaltungszustand des abgebildeten Exemplars. Das Artmerkmal scheint in der bedeutenden Breite der deltoidischen Kapuze zu liegen ($b_1 = l_1$). Die Unterseite ist nur sehr schwach in der mäßig spitzigen Scheitelregion skulpturiert (kleine Kaurippe). Die Kapuze ist flach gewölbt, ohne Hakenkrümmung, die Dorsalkante leicht zugerundet.

3. *Nautilus* (*Rh. Foordi*) *nov. nom.*

(= Cephalopodenkatalog, Fig. 80 *e—g*).

Benannt nach dem verdienstvollen Autor des Cephalopodenkatalogs. Auffallend ist die Skulptur der Unterseite, ein Basalwulst, welcher in der Mitte der Länge am breitesten und — wie es scheint — auch am höchsten ist, nach hinten scharf absetzt und nach vorn

[1]) Die Terminologie der nachfolgenden Einzelbeschreibungen ist im „Allgemeinen Teil" erklärt.

Tabelle I[1]). (Zu pag. 539.)

	Rh. hirundo Bayreuth, C. G.	*Rh. hirundo* Bayreuth, C. G.	*Rh. hirundo* Bayreuth, C. G.	*Rh. hirundo* Hildesheim, C. Br.	*Rh. hirundo* Weimar, C. Br.	*Rh. hirundo* Wirring, C. Br.	*Rh. cf. hirundo* C. Br.	*Rh. cf. hirundo* Bayreuth, C. G.	*Rh. Hoffmanni*	*Rh. curvatus*	*Rh. Grayensis*	*Rh. rectus*	*Rh. minimus*	*Rh. parvulus*	*Rh. curtus*	*Rh. sp.*	*Rh. lineatus**)	*Rh. ignotus**)	*Rh. giganteus**)	*Rh. Suessi*	*Rh. Voltzii**)	*Rh. Paronae**)	*Rh. sp. ind. Desl.**)
L . . .	19	14	13	18·5	17·5	17·5	24	20	35	17	19	18	6	6·5	17	?	47	47	47	40	35	18	13
l_1 . . .	16	10·3	9	11	13	10	15	14·5	32	13·5	14	12·5	3·5	3·8	13·7	11·5	?	?	?	?	?	14	9·5
a . . .	15·5	10	8·5	10	12	9	14	14·2	29	12·5	13·5	12	3·5	3·5	13·5	11	36	39	38	30	30	13	9
s . . .	12	9·7	8·5	(8·5)	(10)	(7)	(12)	(9·5)	18	9·5	10	10	2·8	3	11·5	10	24	27	26	22	18	9	7
b_1 . . .	14	11·5	10	14	13·5	12	15	11	18	11	10·5	12	5·5	4	12	13	26	28	27	24	17	12	6
l_2 . . .	11	9	8	12	11	12	17	18	(21)	10·5	10·2	10	3·2	4	8·5	(12)	28	28	28	(23)	20	10	6
b_2 . . .	7·7	6	4·2	6	6·5	6	9	7	(12)	6	7	6	2	1·8	5	(8)	19	17	15	15	10	7	3
H . . .	11	8·7	7	9·5	10	9·5	13	12·3	21	9	8·2	8	2·5	2·5	9	8·5	24	24	29	21	20	9	5
a/s . . .	1·3	1·0	1·0	(1·2)	(1·3)	(1·1)	(1·2)	(1·4)	1·6	1·3	1·35	1·2	1·2	1·2	1·2	1·1	1·5	1·44	1·46	1·4	1·67	1·4	1·3
B/L . .	0·74	0·8	0·8	0·75	0·77	0·7	0·62	0·56	0·5	0·7	0·55	0·67	0·6	0·6	0·7	(0·7)	0·55	0·6	0·57	0·6	0·48	0·7	0·46
H/B . .	0·78	0·76	0·7	0·68	0·7	0·8	0·87	1·1	1·2	0·8	0·78	0·67	0·7	0·6	0·75	0·65	0·9	0·35	1·0	0·9	1·2	0·75	0·8
l_1/l_2 . . .	1·45	1·14	1·12	0·9	1·2	0·83	0·88	1·1	1·5	1·2	1·3	1·25	1·1	0·9	1·6	(0·93)	?	?	?	?	?	1·4	1·6
b_1/b_2 . .	1·8	1·9	2·4	2·2	2·1	2·0	1·67	1·6	1·5	1·8	1·5	2·0	1·8	2·2	2·4	1·6	1·36	1·6	1·8	1·6	1·7	1·7	2·0
α . . .	90	85	85	90	90	85	75	75	55	65	60	75	80	75	65	95	60	55	55	65	55	80	45
$\varkappa$ . . .	95	95	95	100	95	100	90	95	95	90	100	110	125	115	90	?	95	95	95	95	95	90	110

[1]) Die mit *) bezeichneten Kolonnen enthalten Maße, welche nur nach Abbildungen gewonnen wurden (vgl. Bemerk. z. Tabelle, Abh. 1906).

sich zuspitzt, allmählich verflacht. Die Kapuze ist flach gewölbt, etwas seitlich zusammengepreßt, die Dorsalkante daher deutlich ausgeprägt. Die Seitenkanten sowie die Hinterkanten der Kapuze verlaufen konkav. Ob die auffällige Schaftskulptur ein Artmerkmal darstellt, vermag ich nach der Abbildung nicht zu beurteilen.

Aus dem Kreidekalk von Maidstone (Kent).

4. *Nautilus* (*Rh. mediterraneus*) *nov. nom.*

(= Cephalopodenkatalog, Fig. 88 *a—c*).

Artmerkmale bilden etwa der kurze, steil abfallende Schaft, der stark konkave Verlauf aller Kanten der annähernd rhombischen Kapuze und die beinahe vollständige Skulpturlosigkeit der Unterseite. (Es ist bloß ein kleines Rippchen am apikalen Teile vorhanden.)

Aus dem Miocän von Malta.

b) Aus d'Orbigny, Terr. jurassique:

5. *Nautilus* (*Rh. lineatus*) *nov. nom.*

(= d'Orb., Taf. XXXIX, Fig. 3—5).

Der Name basiert auf der vermutlichen Zugehörigkeit zu *N. lineatus*. Kapuze und Schaft ist fast gleich breit ($b_1/b_2 = 1{\cdot}36$), l_1 springt nicht sehr weit zurück, der Scheitel ist ziemlich stumpf, l_2 stark konkav und die Skulptur der Unterseite auffallend schwach; sie besteht nur aus einer unbedeutenden Einsenkung des hinteren und einer kleinen Erhöhung des vorderen Drittels ihrer Länge.

Aus dem Unteroolith von Moutiers.

6. *Nautilus* (*Rh. ignotus*) *nov. nom.*

(= d'Orb., Taf. XL, Fig. 1—3).

Der Name bezieht sich auf die Unbestimmtheit des Fundortes.

Die Bezeichnung der Reproduktion Quenstedts bezieht sich nicht auf das Original der Reproduktion (d. i. *Rh. ignotus*), sondern auf d'Orbignys Taf. XL, Fig. 4—6 (d. i. *Rh. giganteus*).

Der Schaft ist mehr seitlich zusammengedrückt als bei *Rh. lineatus* ($b_1/b_2 = 1{\cdot}6$), Kapuze und Schaft erscheinen länglicher, die relative Höhe ist geringer, der Scheitel als beinahe hakenförmige Spitze ausgebildet, die Unterseite der ganzen Länge nach von einer schwach aufgewölbten Falte durchzogen, welche im vordersten Drittel am stärksten hervortritt und in der Mitte der Länge am breitesten zu sein scheint.

7. *Nautilus* (*Rh. giganteus d'Orb.*)

(= d'Orb., Taf. XL, Fig. 4—6).

Der Name beruht auf der vermutlichen Zugehörigkeit zu *N. giganteus*. Diese Art zeichnet sich durch einen langen, schlanken Schaft ($b_1/b_2 = 1{\cdot}8$), eine größere relative Höhe ($H = B$) und eine

auffällig skulpturierte Unterseite aus. Den Kauwulst begleitet der Länge nach eine beiderseitige Einsenkung; der Kauwulst selbst hat eine flaschenförmige Gestalt und trägt nahe seinem apikalen Ende zwei Längskerben; nahe dem Hinterrande sind noch einige unregelmäßige Einkerbungen sichtbar.

Aus dem Oxfordien von La Rochelle.

An allen drei Arten sind die von der Naht zum Hinterrande divergierenden Haftlinien der Flügelfortsätze deutlich sichtbar.

c) Andere Autoren:

8. *Nautilus* (*Rh. Suessi*) *n. nom.*

(*Rhynchotheutis Suessi Neumayr*)

(Neum., Balin, Taf. IX, Fig. 3 *a—c*).

Die Gattungsbezeichnung *Rhynchotheutis* wäre auch nach der an sich unbegründeten Definition d'Orbignys, des Autors dieser Gattung, ebenso unrichtig wie nach der von mir in Abhandl. 1906 aufgestellten Definition (vgl. Abhandl. 1906, pag. 102). Neumayrs Abbildung stellt vielmehr einen echten *Nautilus*-Schnabel dar, welcher mit d'Orb., Taf. LX, Fig. 1—3, große Ähnlichkeit besitzt; nur scheint beim *Rhyncholithes Suessi* die Kapuze eine schärfer ausgeprägte Dorsalkante (s. Terminol., II. Teil) und ebenso die Unterseite einen mehr zugeschärften Kauwulst zu besitzen. Gemeinsam ist beiden Formen die gerade, aber im apikalen Drittel stark abwärts gebogene Profillinie der Kapuze und die auffallend deutliche Anwachsstreifung, welche Kapuze und Schaft gleichmäßig überzieht. Weit geringer ist die Ähnlichkeit mit d'Orb., Taf. XXXIX, Fig. 1—3, und d'Orb., Taf. XL, Fig. 4—6 (man vergleiche bloß die Werte für b_1/b_2, B/L und H/B)

9. *Nautilus* (*Rhyncholithes Voltzii Roemer*)

(Norddeutsch. Oolithgebirge, Taf. XII, Fig. 15 *a—c*)

stammt aus dem Coral rag von Hoheneggelsen, also aus derselben Lokalität und demselben geologischen Horizont wie *Rh. Hoffmanni*. Vielleicht sind die beiden Schnäbel identisch. Die Zeichnung läßt sichere Unterschiede nicht erkennen; vielleicht ist *Rh. Hoffmanni* seitlich mehr zusammengedrückt, sein Schaft relativ etwas länger und der Kauwulst in der Mitte mehr verbreitert. Die Maßzahlen beider Schädel stimmen gut überein. Ich würde für *Rh. Hoffmanni* (s. d.) den Namen *Rh. Voltzii Roem.* beibehalten haben, wenn das mir vorliegende Fossil nicht als „*Rh. Hoffmanni, Original Roemer*" etikettiert wäre; somit scheint wahrscheinlich, daß Roemer selbst beide Formen getrennt hat.

10. *Nautilus* (*Rh. Grayensis*) *nov. nom.*

Siehe Einzelbeschreibung pag. 553.

11. *Nautilus* (*Rh. cf. ignotus*) *nov. nom.*

(= Pictet, Traité de Paléont., Atlas, Taf. LVI, Fig. 13).

Diese Form stimmt, abgesehen von der geringeren Größe, gut mit d'Orbignys Taf. XL, Fig. 1—3 (*Rh. ignotus*), überein.
Aus dem Jura, Lokalität?

12. *Nautilus* (*Rh sp. ind. Deslongchamps*).

In der eingangs zitierten Arbeit von E. Deslongchamps fand ich (Taf. II, Fig. 21, Text pag. 151) einen *Nautilus*-Schnabel abgebildet, der wegen seines liassischen Alters interessant ist. Es ist ein Vertreter der *Curvati*-Gruppe. Die Kapuze ist seitlich zusammengedrückt, stark gekrümmt, der Scheitel spitzig und hakenförmig, die Dorsalkante scharf ausgeprägt und die Gesamtform schmal länglich (*B*/*L*). Auffallend ist noch die Kleinheit des Scheitelwinkels. Leider ist keine Ansicht der Unterseite gegeben, weshalb mir ein Artname nicht gerechtfertigt erscheint. Diese somit ungenügend bekannte, aber wichtige Art mag fernerhin als *sp. ind. Desl.* bezeichnet sein.
Aus der Zone des *H. bifrons* von Calvados.

13. *Nautilus* (*Rh. Paronae*) *n. nom.*

(= *Rh. Allioni Bell.* bei Parona, Taf. XIII, Fig. 9).

In Abhandl. 1906 wurde erörtert, daß Paronas deutlich abgebildeter und kurz beschriebener *Nautilus*-Schnabel mit *Rh. Allioni Bell.* nicht identisch ist, weshalb ein neuer Artname gegeben wurde.
Aus dem Miocän von Piemont.

? 14. *Nautilus* (*Rh. sp. ind. Parona*)

(= *Rhyncholithes f. n. Parona*, Taf. XIII, Fig. 4 *a*—*c*).

? 15. *Nautilus* (*Rh. sp. ind. Parona*)

(= *Rhyncholithes f. n. Parona*, Taf. XIII, Fig. 10 *a*—*c*).

I. Untergattung Temnocheilus und andere triadische Nautilen (Pleuronautilus, Trematodiscus).

1. *Temnocheilus* (*Rhyncholithes hirundo, Faure-Biguet*).

Taf. XIII, Fig. 2 *a*—*c*.

Wenn *Rh. sella Römer* (Palaeontographica 1854) aus dem Karbon keinen wirklichen Rhyncholithen darstellt, so ist *Rh. hirundo* nicht nur der erstbeschriebene, sondern auch der geologisch älteste Cephalopodenschnabel. Wenn es auch zweifellos ist, daß die vielfach, aber unwesentlich voneinander verschiedenen *Rh. hirundo* nicht gerade alle dem *Temnocheilus bidorsatus* angehören, mit welchem vereinigt man eine bestimmte Form (bei Zittel abgebildet) gefunden hat, so ist doch die Zugehörigkeit aller ähnlichen Rhyncholithen zu

triadischen Nautilen zweifellos, und da es in der Trias schon verschiedene Rhyncholithentypen gibt (siehe die folgenden Einzelbeschreibungen), so könnte man immerhin *Rh. hirundo* als den Oberkieferschnabel der Untergattung *Temnocheilus* halten, während für die anderen Rhyncholithenformen die Subgenera *Trematodiscus* (*Collonautilus*) und *Pleuronautilus* in Betracht kämen.

Ich habe in Abhandl. 1906 die Maße nur nach Abbildungen geben können; jetzt bin ich imstande, auf Grund von acht Exemplaren (C. Br.) Maße und Beschreibung zu ergänzen und zu verbessern. Die diesmal gegebenen Ziffern (Tabelle auf pag. 540) sind infolgedessen als Ersatz der 14. Kolonne der Tabelle in Abhandl. 1906 (pag. 107) anzusehen. Zum Text vergleiche man pag. 100, 107, 138/9 und 145/6 der Abh. 1906. Was dort über *Rh. hirundo* gesagt werden konnte, hat sich im allgemeinen bestätigt. Wenn man Taf. XIII, Fig. 2, mit der Reproduktion bei Zittel (Grundzüge 1903, Fig. 1019) vergleicht, so ergibt sich eine große, aber nicht vollkommene Ähnlichkeit.

Zu den in Abhandl. 1906 (pag. 100) zitierten Originalabbildungen könnte ich noch Bucklands (Min. and Geol. 1838) Zeichnung eines *Rh. hirundo* aus dem Muschelkalk von Lunéville und Zietens Abbildung (Taf. 37, Fig. 3) eines *Rh. hirundo* benannten Fossils aus dem Muschelkalk von Villingen hinzufügen. Die Zeichnung bei Zieten ist insofern irreführend, als der Schaft scheinbar eine tief v-förmige Furche trägt; in Wirklichkeit handelt es sich offenbar um ein stark verbrochenes Exemplar, aus dessen Schaft ein größeres Stück herausgesprengt ist. Die Unterseite dürfte zudem unrichtig wiedergegeben sein.

Die Unterschiede zwischen den einzelnen Abbildungen sind durchaus nicht konstant. An manchem Unterschied wird wohl die Ungenauigkeit der Zeichnungen schuld sein; mir bleibt nichts anderes übrig, als entweder auf jede Abbildung eine eigene Art zu gründen oder alle mit *Rh. hirundo Faure-Biguet*[1]) zu identifizieren.

Beschreibung der mir vorliegenden Exemplare.

An der Oberseite sind Kapuze und Schaft gut voneinander zu unterscheiden, an der Unterseite bilden beide ein Stück.

Wenn daher im folgenden von „Kapuze“ oder „Schaft“ die Rede ist, so ist stets die Oberseite gemeint, während bezüglich der Unterseite nur vorn und hinten unterschieden wird. Dieses Verfahren ist in Abhandl. 1906 noch nicht durchgeführt, empfiehlt sich aber für fernere Beschreibungen von Rhyncholithen, weil es kürzer und der Morphologie des Schnabels entsprechender ist als die bisher angewendeten Ausdrücke (siehe Terminologie, II. Teil).

Die Kapuze des *Rh. hirundo* ist glatt, viereckig, in der Mitte der Länge nach durch eine stumpfe Kante in zwei Dreiecke geteilt, bei denen die gemeinsame Seite (*a*) länger ist als die Seitenkante (*s*), welch letztere gleichzeitig der Unterseite angehört. Auf die Ebene

---

[1]) Faure-Biguets Originalabbildung kenne ich nicht, da mir das Werk (erschienen 1810 oder 1819) nicht zugänglich war.

projiziert, hat die Kapuze demnach die für die *Nautilus*-Schnäbel charakteristische Deltoidform (Abhandl. 1906, Textfig. 3 auf pag. 104). Das vordere Ende des Rhyncholithen, die Apikalregion, ist gut abgestumpft und nicht im mindesten gekrümmt oder nach abwärts gebogen.

Die Hinterkanten der Kapuze (*T K* in Textfig. 1, Abhandl. 1906) bilden mit *s* ungefähr rechte Winkel, springen lappenförmig über den Schaft vor und sind infolgedessen an allen vier Exemplaren verbrochen. Zwischen ihnen und dem Schaft waren die Flügelfortsätze befestigt (was in Taf. XIII, Fig. 2 *b* am besten sichtbar ist). Sie waren, wie die Form und Zeichnung des Schaftes erkennen lassen (Fig. 2 *a*), einteilig, wie beim rezenten *Nautilus*-Oberkiefer [1]). Man sieht nämlich bei allen Exemplaren die von der Naht (s. Termin.) aus divergierenden Haftlinien des hornigen Flügels an dem sonst glatten Schafte; es fehlen also die Schaftkanten, welche den Trennungslinien der einzelnen Flügelteile entsprächen, und die Schaftfurche, in welche ein eigener Mittelflügel inseriert gewesen sein könnte. Der Hinterrand des Schaftes ist nur bei einem Exemplar gut erhalten, doch zeigen auch an den übrigen Stücken die flach gerundeten, nach hinten konvexen Zuwachsstreifen, daß der Hinterrand des Schaftes wie beim *Nautilus*-Schnabel einfach abgerundet war.

Auf den Flanken des Schaftes sind bei drei Exemplaren noch Spuren kohliger Substanz (der Flügel) wahrnehmbar.

Die Unterseite ist für *Rh. hirundo* charakteristisch, sie zeigt nämlich eine dreifache Skulptur: eine feine Zähnelung des Vorderrandes, eine grobe, unregelmäßige Kerbung des Hinterrandes [2]) und einen Kauwulst, welch letzterer mit der feinen Apikalskulptur in unmittelbarem Zusammenhang steht, wie Taf. XIII, Fig. 2 *c*, erkennen läßt. Der Kauwulst ist in seiner Mitte am höchsten und breitesten; er nimmt etwa zwei Drittel der Länge der Unterseite ein.

Was die ziffermäßig festzulegenden Merkmale betrifft, so ist *Rh. hirundo* stets länger als breit (B/L ca. 0·75), breiter als hoch (H/B ca. 0·7). Der Scheitelwinkel (α) ist ein rechter, der Profilkrümmungswinkel ($\varkappa$) größer als 90°.

Vergleiche:

Vergleicht man die eben beschriebene Rhyncholithenform mit dem Schnabel des rezenten *Nautilus*, so ergibt sich, wie gezeigt wurde, eine Übereinstimmung in allen wesentlichen Merkmalen (s. Defin. des „*Nautilus*-Typus“, Abhandl. 1906), jedoch erkennt man einige auffallende und anscheinend charakteristische Unterschiede:

1. in der Skulptur der Unterseite, da beim *Nautilus*-Schnabel gar keine Kerben sichtbar sind und der Kauwulst eine einfachere Form hat und nur ein Drittel der Gesamtlänge einnimmt;

---

[1]) Bei Zittel (Handbuch, II, 1885, pag. 325) heißt es — wohl infolge eines Irrtums im Konzept — daß *Rhyncholithes* den Unterkiefer darstellt.

[2]) Ich korrigiere hiermit die in Abhandl. 1906, pag. 189, ausgesprochene Ansicht, daß der hintere Teil der Unterseite des *Rh. hirundo* ungekerbt sei, die falsche Angabe stützte sich auf die Abbildung bei Zittel.

2. in dem Verhältnis der Breite der Kapuze zur Breite des Schaftes, welches ich in Abhandl. 1906 als scheinbar unwichtig nicht eigens rubriziert habe, welches aber hier doch in Betracht kommt: b_1/b_2 ist bei *Rh. hirundo* ca. 2·1, beim rezenten *Nautilus*-Schnabel 1·5;

3. in dem besonders stumpfen Scheitelwinkel des *Rh. hirundo* ($\alpha = 90^0$);

4. in dem Mangel jeglicher Wölbung der Apikalregion.

Somit ist der Schnabel des triadischen *Temnochilus* vom rezenten *Nautilus*-Schnabel sehr gut unterscheidbar.

Bisher hat man diese älteste Rhyncholithenform nur in triadischen Schichten, insbesondere im deutschen Muschelkalk gefunden. Durch das Zusammenvorkommen von *Rh. hirundo* mit dem *Conchorhynchus* genannten Fossil (siehe Cephalopodenkatalog des Brit. Museums) scheint es auch erwiesen, das *Conchorhynchus* der zu *Rh. hirundo* gehörige Unterkiefer sei (siehe auch Abhandl. 1906). Nun wurde *Conchorhynchus* aber auch im Lias gefunden (Cephalopodenkatalog, Fig. 78 *g*, *h*), es ist sonach nicht ausgeschlossen, daß auch *Rh. hirundo* bis in den Lias emporreicht; oder aber, daß auch *Nautilus*-Schnäbel, welche den Typus des rezenten *Nautilus* tragen, *Conchorhynchus*-Formen als Unterkiefer besaßen. Das letztere ist wahrscheinlich, da Rhyncholithen, welche nicht dem Formenkreis des *Rh. hirundo*, sondern demjenigen des rezenten *Nautilus*-Schnabels zuzurechnen sind, schon in der Trias vorkommen, während glatte [1]) Unterkieferreste dort noch nicht gefunden wurden.

Nach dem bis jetzt Bekannten würde ich also annehmen, daß zwar *Rh. hirundo* als Oberkieferschnabel der Untergattung *Temnocheilus* sehr wahrscheinlich ist, wogegen aber *Conchorhynchus* ebensogut einem triadischen *Temnocheilus*, *Trematodiscus*, *Pleuronautilus* oder aber einem liassischen [2]) *Nautilus s. str.* angehören mag. In der Tat ist auch durchweg zu erkennen (vgl. Abhandl. 1906), daß die Unterkieferreste viel weniger Variationen zeigen als die kalkigen Schnäbel der Oberkiefer. Für den Geologen kann ein *Rh. hirundo* wohl als Leitfossil des Muschelkalkes gelten, während *Conchorhynchus* eine weitere Verbreitung hat. Es war mir nicht möglich, durch einen Vergleich der mir vorliegenden und aus Abbildungen bekannten Muschelkalkconchorhynchen mit der Fig. 78 *g*, *h* des Cephalopodenkatalogs ein sicheres Unterscheidungsmerkmal zu entdecken.

Von *Rh. hirundo* gut abtrennbar ist der ebenfalls triadische *Rh. Orbignyanus Münster*, Taf. V, Fig. 11 u. 12, welcher zwei verschiedene Arten oder zumindest zwei gut unterscheidbare Varietäten umfaßt:

Rh. Orbignyanus acuminatus

Rh. Orbignyanus obtusus (siehe Abhandl. 1906).

---

[1]) Bekanntlich unterscheidet sich *Conchorhynchus* vom Unterkiefer des rezenten *Nautilus* durch die mediane Stützleiste, welche eine auffallende Fiederskulptur erkennen läßt (vergl. Abhandl. 1906, Taf. IV, Fig. 33, und Taf. V, Fig. 43).

[2]) Wenn es sich bei *Conchorhynchus cretaceus* von Fritsch (siehe Abhandl. 1906) nicht um einen Irrtum bezüglich des geologischen Alters handelt, sogar cretacisch!

Kerbungen der Unterseite fehlen hier gänzlich, der Kauwulst ist mehr verschwommen, ähnlich dem rezenten Typus, nur das Überwiegen der Schaftlänge über die Länge der Kapuze scheint *Rh. Orbignyanus* von letztgenanntem Schnabel zu unterscheiden.

Ob es Übergangsformen zwischen *Rh. hirundo* und *Rh. Orbignyanus* gibt, erscheint mir ungewiß; es könnte Quenstedts Abbildung (Cephalopodenatlas, Taf. II, Fig. 4) hierhergerechnet werden, wenn es nicht wahrscheinlicher wäre, daß an dem betreffenden Stück die Unterseite entweder vollständig schlecht erhalten war oder aber die charakteristischen Kerben vom Zeichner nicht beachtet wurden.

Mit mehr Berechtigung könnte im *Rh. Cassianus* (Abhandl. 1906) eine Übergangsform vom altertümlichen *Rh. hirundo* zu dem mehr die „rezente" Form tragenden *Rh. Orbignyanus* gesehen werden, insofern ihm die feinen Kerben des Vorderrandes fehlen, die groben Kerben des Hinterrandes aber deutlich vorhanden sind und auch der auffallende Kauwulst demjenigen des *Rh. hirundo* nicht unähnlich ist. Von beiden genannten triadischen Rhyncholithen unterscheidet sich aber *Rh. Cassianus* durch den sehr kleinen ∢ α (45°). Anbei mag auch bemerkt sein, daß der letztgenannte Rhyncholith der einzige Nautilenschnabel aus der alpinen Trias ist, der meines Wissens bisher gefunden wurde.

Fundort des *Rh. hirundo*:

Muschelkalk,	Bayreuth	3 Ex.,	C. G.
„	Hildesheim	1 „	C. Br.
„	Weimar	1 „	C. Br.
„	Wirring	1 „	C. Br.

2. *Temnocheilus* (?) (*Rh. cf. hirundo Faure-Biguet*).

Taf. XIII, Fig. 1 *a—c*.

Ein Exemplar, dessen Fundort auf der Etikette mit einem Fragezeichen versehen ist, könnte nach Umriß und Skulptur ganz gut mit dem typischen *R. hirundo* vereinigt werden; nur die relativen Größen weichen einigermaßen ab, indem dieser Rhyncholith relativ länger und schmäler, im Verhältnis zur Breite höher, der Schaft breiter und länger wie sonst und ∢ α spitziger ist. Ein Exemplar der C. G. ist von dem eben bezeichneten *Rh. cf. hirundo* nicht sicher unterscheidbar.

Ich habe zurzeit keinerlei Anhaltspunkte, um zu entscheiden, ob es sich hierbei um Artunterschiede, um eine Geschlechtsdifferenz oder um nur zufällige Abweichungen von dem soeben als typisch beschriebenen *Rh. hirundo* handelt.

Fundort: Muschelkalk, Lokalität (?) 1 Ex., C. Br.
„ Bayreuth 1 „ C. G.

II. Untergattung Nautilus s. str.

a) Gruppe der Curvati.

1. *Nautilus* (*Rhyncholithes Hoffmanni*).

Taf. XIII, Fig. 31 und Textfigur 1 *a* u. *b*.

Dieses Fossil repräsentiert den größten, mir bekannten *Nautilus*-Schnabel, der nächstgrößte *Rh. cf. hirundo* erreicht knapp zwei Drittel der Länge des *Rh. Hoffmanni*, welcher einem sehr großen *Nautilus* des Coral rag angehört haben muß.

Die Kapuze bildet — in einer Ebene ausgebreitet gedacht — ein Deltoid. Kapuze und Schaft sind auffallend schmal und hoch (comprimé, $H/B > 1$ und $\sphericalangle\, \alpha$ nur 55^0), ebenso bemerkenswert ist die starke Wölbung der Kapuze (l_1 ist um 3 *mm* länger als *a*); die Basalrippe (siehe Terminologie im II. Teil), l_1 und die beiden *s* bilden zusammen einen schwach abwärts gekrümmten Haken (Textfigur 1),

Fig. 1.



A = Ansicht von oben. — *B* = Profilansicht.
a = Reste des kreidigen Überzuges.
(Die Ansicht von unten siehe Taf. XIII, Fig. 31.)

der, obwohl das Stück stark abgekaut ist, noch gut zugespitzt erscheint. Die mediane Längslinie der Kapuze greift weit nach rückwärts (daher für a/s der hohe Wert 1·6). Quer über Kapuze und Schaft laufen parallel zu *s* und zum Hinterrande grobe Zuwachsstreifen, welche die ausschließliche Zeichnung der Oberseite des Rhyncholithen bilden.

Der Schaft zeigt sehr deutlich die Hafteindrücke des einteiligen Flügelfortsatzes in der Gestalt zarter Furchen, welche, von der Naht zum Hinterrande divergierend, das bekannte Schaftdreieck des *Nautilus*-Typus (Abhandl. 1906, Textfig. 3*a*) andeuten; die Basis dieses Dreieckes, der Hinterrand des Schnabels, ist vollständig verbrochen.

Die Unterseite ist mit einem Kauwulst versehen, dessen größte Breite und Höhe in der Mitte der Längslinie der Unterseite liegt; von hier aus schärft er sich nach vornhin zu und verflacht nach rückwärts. Die Seitenkanten der Kapuze begrenzen, ein wenig nach abwärts gebogen und gut zugeschärft, den apikalen Teil der Unterseite.

Vergleiche:

Mit *Rh. hirundo* (Trias) und *Rh. cf. hirundo* (Trias) hat *Rh. Hoffmanni* nur die allgemeinen Charakteristika der Nautilenschnäbel gemeinsam, das ist die Form und Skulptur des Schaftes, welche auf einen einteiligen Hügelfortsatz hinweisen, den viereckigen Umriß der Kapuze und die ungeknickte, mit einem Längswulst versehene Unterseite. Unterschiede sind

1. die bedeutende Länge und Hakenkrümmung der Kapuze,
2. die nach unten schneidend scharfen Seitenkanten der Kapuze,
3. die starke Kompression des Schnabels (vgl. die Maßzahlen der Tabelle),
4. die ungekerbte Unterseite.

Durch Punkt 1 und 2 unterscheidet sich *Rh. Hoffmanni* auch vom *Rh. Cassianus*.

Wollte man diesen jurassischen Rhyncholith von einem triadischen ableiten, so käme nur eine Form wie *Rh. Orbignyanus acuminatus Münster (Till emend.)* in Betracht; bei dieser Art sind nämlich die eben erwähnten Unterschiede vom *Rh. hirundo* schon, allerdings in weit geringerem Grade erkennbar.

Vom rezenten *Nautilus*-Schnabel unterscheidet sich *Rh. Hoffmanni*

1. durch die Andeutung einer Hakenkrümmung der Kapuze, womit auch der verschiedene Wert von l_1/l_2 zusammenhängt,
2. durch die stärkere Kompression (vgl. B/L, H/B und $\sphericalangle\ \alpha$),
3. durch die bedeutende absolute Größe [1]).

Von *Rh. curvatus* (Neocom) unterscheidet ihn nur die absolute Größe, eventuell auch der Unterschied im geologischen Alter.

Ähnliche große Rhyncholithen sind aus der Literatur mehrere bekannt und gehören sämtlich dem Jura an:

1825 enthalten die Annales nat. scienc., Vol. V, in einer Notice sur les becs des Céphalopodes fossiles (M. Dessalines, d'Orbigny fils) die Abbildung eines *Rh. giganteus* (wörtlich heißt es dort *gigantea*) aus dem Jurakalk von La Rochelle mit der Bemerkung, daß *Nautilus giganteus* der einzige Cephalopod der Fundschicht des Rhyncholithen sei; außerdem spricht das Größenverhältnis von Schnabel und Schale sehr für die Annahme, daß der Artname des Rhyncholithen hier zugleich die *Nautilus*-Art bezeichne, zumal wenn man bedenkt, daß sowohl Schalen als auch Rhyncholithen von jenen Dimensionen große Seltenheiten sind und hier zusammen vorkommen. Von diesem *Nautilus*-Schnabel ist *Rh. Hoffmanni* nicht mit Sicherheit abzutrennen, da aber d'Orbignys Zeichnung zu roh ist, um einen genaueren Vergleich zu ermöglichen und da *Rh. giganteus* einem tieferen geologischen Horizont (Oxfordien) angehört, schien für den hier zu beschreibenden *Rh. Hoffmanni* ein eigener Name vorteilhaft.

Der Cephalopodenatlas von d'Orbignys Paléontologie Française (terr. jurass.) zeigt auf Taf. 39 und 40 drei Exemplare sehr ähn-

[1]) Die Zahlen der letzten Kolonne der Tabelle in Abhandl. 1906 beziehen sich auf ein erwachsenes Exemplar des rezenten *Nautilus pompilius*.

licher Form sehr gut abgebildet. Leider ist die Bezeichnung ungenügend und eine Beschreibung nicht vorhanden.

Nach dem Text soll Taf. 38, Fig. 3—5, einen *Nautilus*-Schnabel darstellen, welchen d'Orbigny „provisorisch“ als „bec du *Nautilus lineatus Sow.*“ bezeichnet und dies nur damit begründet, daß diese *Nautilus*-Art die größte des Unterooliths von Moutiers, woher der Rhyncholith stammt, sei. Da im Atlas Taf. 38 überhaupt kein *Nautilus*-Schnabel abgebildet ist, scheint sich die erwähnte Textbemerkung d'Orbignys auf Taf. 39, Fig. 3—5, zu beziehen, allerdings ist auch hier nicht Fig. 3 die Profilansicht und Fig. 5 die Oberansicht, wie im Text angegeben, sondern umgekehrt.

Nach dem Text der Pal. Franç. soll ferner Taf. 39, Fig. 1—3, einen Schnabel darstellen, welcher in den Schichten mit *Nautilus giganteus* gefunden wurde und infolgedessen von d'Orbignys „bec du *Nautilus giganteus*“ benannt wird. Im Atlas aber trägt Taf. 40, Fig. 4—6, diese Bezeichnung. Taf. 40, Fig. 1—3, stellt aber auch einen *Nautilus*-Schnabel dar, von dem im Text überhaupt nicht die Rede ist.

Um die Verwirrung vollständig zu machen, ist in Quenstedts Cephalopodenatlas (Taf. 34, Fig. 2) die letztgenannte Figur d'Orbignys als „*Rhyncholithes giganteus*“ reproduziert und als Fundort La Rochelle (Oxfordien) angegeben.

Die ähnlichsten Arten sind *Rh. lineatus*, *ignotus*, *giganteus*, *Suessi Voltzii*.

Rh. Hoffmanni stimmt mit allen den genannten fünf ähnlichen *Nautilus*-Schnäbeln überein:

1. in der Größe des Scheitel- und Profilkrümmungswinkels (ca. 60 und 90°),
2. im Verhältnis der Gesamtlänge zur Breite ($L = 2\ B$);
3. in dem weiten Zurückgreifen der Dorsalkante (l_1) und der stärkeren Krümmung derselben im apikalen Teile,
4. in der von allen übrigen *Nautilus*-Schnäbeln verschiedenen absoluten Größe.

Rh. Hoffmanni unterscheidet sich von den erstgenannten vier Arten durch etwas geringere Größe, im einzelnen noch

von *Rh. lineatus* (Oolite infer.) durch seine größere relative Höhe, den viel schlankeren Schaft mit geradlinig verlaufender Profillinie (an Stelle der stark konkaven des Vergleichsbeispieles) und die verschiedene Skulptur der Unterseite (Kauwulst);

von *Rh. ignotus* (reprod. und unrichtig identifiz. bei Quenstedt. Ceph., Taf. 34, Fig. 2) durch die viel bedeutendere relative Höhe (vergl. H/B) und die geringere Hakenkrümmung des Scheitels;

von *giganteus* (Oxford. super.) durch den relativ breiteren Schaft und die einfachere Skulptur der Unterseite;

von *Rh. Suessi Neum.* (Kelloway) durch etwas größere relative Höhe, geringere Scheitelkrümmung und etwas breiteren Schaft mit nicht konkaver Mittellinie.

Es kann demnach *Rh. Hoffmanni* mit keiner der genannten Rhyncholithenarten identifiziert werden.

Die Unterscheidungsmerkmale innerhalb dieser Gruppe einander ähnlicher *Nautilus*-Schnäbel sind:

1. die relativen Maße,
2. die Skulptur der Unterseite,
3. der Grad der Scheitelkrümmung.

Über die morphologischen Beziehungen zu allen übrigen *Nautilus*-Schnäbeln wird bei *Rh. curvatus* abgehandelt.

Fundort: Coral rag von Hoheneggelsen, 1 Exemplar.

2. *Nautilus* (*Rh. curvatus*) *nov. sp.*

Taf. XIII, Fig. 3*a—c*.

Man könnte diesen *Nautilus*-Schnabel für eine Jugendform des *Rh. Hoffmanni* halten; da jedoch das geologische Alter dieses und des hiermit zu beschreibenden Rhyncholithen ein sehr verschiedenes ist und aus dem Neocom gleiche Riesenformen wie *Rh. Hoffmanni* nicht bekannt sind, scheint es untunlich, die beiden genannten Rhyncholithen zu identifizieren. Es hindert mich daran auch die Unkenntnis, ob und in welcher Weise sich die *Nautilus* Schnäbel während des Wachstums morphologisch verändern.

Kleine Verschiedenheiten beider Schnäbel sind immerhin erkennbar; *Rh. curvatus* unterscheidet sich vom *Rh. Hoffmanni* durch die größere relative Breite, das heißt er erscheint weniger komprimiert als das Vergleichsbeispiel (s. B/L, H/B und ∢ α der Tabelle), auch greift die Dorsalkante beim *Rh. curvatus* nicht sehr weit zurück (daher für a/s und l_1/l_2 nicht so exzessive Werte wie bei *Rh. Hoffmanni*).

Dagegen besteht, wie angedeutet, die Ähnlichkeit in allen wesentlichen Punkten:

1. Gleiche Form der Kapuze und des Schaftes;
2. Ornamentierung nur aus einer Zeichnung bestehend, welche als Wachstumsstreifung zu deuten ist;
3. schwache Hakenkrümmung und ziemlich scharfgespitzter Scheitel;
4. scharfkantig begrenzte Unterseite mit Kauwulst (welcher allerdings beim vorliegenden Exemplar des *Rh. curvatus* stark erodiert ist).

Nach diesem Vergleich dürfte eine eigene Beschreibung dieses Rhyncholithen überflüssig sein. Ebenfalls sehr ähnlich und nur nach der absoluten Größe und dem sehr verschiedenen geologischen Alter von *Rh. curvatus* abzutrennen sind *Rh. ignotus* und *Rh. Suessi.*

Vom rezenten *Nautilus*-Schnabel unterscheidet er sich

1. durch den hakig gebogenen, zugespitzten Scheitel,
2. durch den etwas kleineren Scheitelwinkel.

Diese Verschiedenheit (insbesondere Punkt 1) scheint von einiger Bedeutung zu sein. Jedenfalls macht *Rh. giganteus d'Orb.* oder *Rh. curvatus* viel mehr den Eindruck des Kieferstückes eines Raubtieres als der Schnabel des *Nautilus pompilius* oder der im folgenden beschriebene *Rh. rectus.* Eine Altersdifferenz kann in dem bezeichneten Unterschied nicht gesehen werden, da — wie ein Vergleich der betreffenden Abbildungen ergibt — durch die Abnutzung

(Abkauen) des kurvaten Rhyncholithen nicht die Form des rezenten Schnabels entsteht und gerade die mit spitzigem und gekrümmtem Scheitel versehenen Exemplare die größten und wohl sicher Schnäbel vollkommen erwachsener, alter Tiere sind. Auch umgekehrt kann man nicht annehmen, daß der kurvate Typus sich erst im Alter entwickle, da wir gleichgroße Schnäbel beider Formgruppen kennen (*Rh. curvatus* und *Rh. rectus* etc.). Ob in dem auffälligen Formunterschied eine Geschlechtsdifferenz zu sehen ist, könnte nur nach rezentem Material beurteilt werden, welches mir nicht vorliegt. Am wahrscheinlichsten ist es, daß eben ein *Nautilus* mit einem kurvaten Schnabel in seiner Art weit verschieden ist von einem *Nautilus* mit geradem, stumpfem Oberkieferstück. Dem würde es auch entsprechen, daß es Übergänge zwischen beiden Formgruppen zu geben scheint, wie zum Beispiel *Rh. Foordi* und *Rh. mediterraneus.*

Den erkannten Unterschied festhaltend, unterscheide ich innerhalb der *Nautilus*-Schnäbel zwei Gruppen:

a) Gruppe der *Curvati* mit stark gekrümmter Kapuze, weit zurückgreifender Dorsalkante und gut zugespitztem Scheitel; ∢ *x* ca. 90°, gewöhnlich stark seitlich zusammengedrückt und oft sehr groß (Typus *Rh. curvatus*);

b) Gruppe der *Recti* mit geradlinig abfallender Kapuze, Scheitel ohne Hakenkrümmung; ∢ *x* ca. 110°, weniger komprimiert, nur kleine und mittelgroße Formen bekannt (Typus *Rh. rectus*).

Wie schon hervorgehoben wurde, kommen Übergangsformen zwischen beiden Typen vor, wohin auch der Schnabel des rezenten *Nautilus pompilius* insofern zu stellen ist, als seine Dorsalkante eine schwache Konvexkrümmung aufweist und die Kompression der Kapuze eine stärkere ist als sonst bei der Gruppe der *Recti.*

Es erübrigt noch, *Rh. curvatus* mit einigen im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums abgebildeten, leider aber nicht benannten Formen von *Nautilus*-Schnäbeln zu vergleichen:

Mit *Rh. Bathoniensis* (Inf. Oolith) ist die Ähnlichkeit gering. Die dort dargestellte Art besitzt einen kurzen Schaft, dessen Hinterrand eigentümlich zugespitzt ist (der Verlauf der Anwachsstreifung beweist, daß diese Zuspitzung nicht etwa im Erhaltungszustand begründet ist); von *Rh. curvatus* abweichend ist auch der beinahe quadratische Umriß der Kapuze und der Mangel einer Hakenkrümmung des Scheitels.

Auch *Rh. punctatus* ist auf den ersten Blick von *Rh. curvatus* viel verschieden, insbesondere durch die viel breitere Gesamtform.

Von Cephalopodenkatalog, Fig. 79 *b*—*c* (Gault)[1], unterscheidet sich *Rh. curvatus* durch den viel längeren Schaft und die Form des Kauwulstes; gemeinsam ist den verglichenen Schnäbeln der deltoidische Umriß der Kapuze, deren seitliche Kompression und die zuerst schwach, im apicalen Drittel aber stärker gekrümmte Dorsalkante.

---

[1]) Da der Schnabel nicht von allen drei Seiten abgebildet ist, scheint mir eine Namengebung nicht berechtigt.

Cephalopodenkatalog, Fig. 80 *b*—*c* (Kreide), unterscheidet sich gut durch die größere relative Breite der Kapuze.

Rh. Foordi (Upper Greensand) könnte man, wie erwähnt, als Mischform der *Curvati*- und *Recti*-Gruppe betrachten. Die Profilansicht stimmt gut mit *Rh. curvatus,* ist aber größer und hat einen stumpferen, weniger gekrümmten Scheitel als der letztgenannte Rhyncholith.

Von *Rh. mediterraneus* (Miocän) unterscheidet sich *Rh. curvatus* durch den relativ längeren Schaft und die stärkere apikale Krümmung; die Skulptur der Unterseite; eine schwache Andeutung des Kauwulstes im vorderen Drittel, ist bei beiden *Nautilus*-Schädeln die gleiche.

Von *Rh. simplex Fritsch* (obere Kreide) ist *Rh. curvatus* gut abtrennbar durch die charakteristischen Merkmale der *Recti*-Gruppe, die größere relative Höhe (im Zusammenhange mit der seitlichen Kompression), bedeutendere Scheitelkrümmung und die deltoidische Form (Zurückgreifen der Dorsalkante) der Kapuze. In ähnlicher, sehr deutlicher Weise unterscheidet sich *Rh. curvatus* von den übrigen Vertretern der Gruppe der *Recti*, *Rh. rectus* (Turon), *Rh. curtus* (Kreide), *Rh. cf. simplex* Abhandl. 1906 (Cenoman), *Rh. Bohemicus* Abhandl. 1906) (Cenoman), *Rh. parvulus* (obere Kreide), *Rh. minimus* (obere Kreide); von den vier letztgenannten Formen noch dazu durch die viel bedeutendere absolute Größe, von allen Schnäbeln der *Recti*-Gruppe auch im geologischen Alter (Neocom gegen Oberkreide).

In Pictet et Campiche (Terr. cretac. de St. Croix, II. partie) sind Schnäbel von Nautilen abgebildet (Taf. LIX, Fig. 7—8) und kurz beschrieben:

Pict.-Camp., Fig. 7, scheint vom *Rh. curvatus* verschieden zu sein durch die eigentümliche Skulptur der Unterseite und den deltoidischen Umriß der Kapuze. Gemeinsam ist den miteinander verglichenen Schnäbeln die etwas nach abwärts gebogene, gut zugespitzte Scheitelregion.

Über Pict.-Camp., Fig. 8, siehe *Rh. Grayensis.*

Rh. cf. ignotus hat mit *Rh. curvatus* gemeinsam die Profilansicht und alle relativen Dimensionen. Verschieden ist die Unterseite (bei *Rh. curvatus* konkav, beim Vergleichsbeispiel konvex) und der Verlauf der Hinterkanten der Kapuze (beim *Rh. curvatus* gerade, bei der genannten Fig. 13 ziemlich stark konkav).

Rh. Allioni Bell. (terreni terziari, Taf. III, Fig. 2) hat im Profil einige Ähnlichkeit mit *Rh. curvatus*, doch ist der Umriß von Kapuze und Schaft sehr verschieden.

Fundort: Neocom von Schöppenstedt, 1 Exemplar, C. Br.

3. *Nautilus* (*Rhyncholithes Grayensis nov. nom.*)

(Bec de Nautile, Pictet et Campiche, St. Croix, Taf. LIX, Fig. 8).

Bei der Durcharbeitung des Genfer Materials konnte ich auch das eben zitierte Original Pictets untersuchen. Das Messungsergebnis ist in die Tabelle eingetragen [1]). Die Unterschiede dieses

[1]) Bei dieser Gelegenheit konnte ich konstatieren, wie sehr Messungen des Stückes selbst von jenen nach Abbildungen differieren.

Rhyncholithen von *Rh. curvatus* sind eine mehr längliche Gesamtform $\left(B \text{ nur } \frac{L}{2}\right)$, geringere relative Höhe, komprimierteres Capuchon (vergl. ∢ α und b_1 / b_2) und stumpferer ∢ $\varkappa$. Charakteristisch ist auch die Skulptur der Unterseite: der Kauwulst nimmt zwei Drittel der Länge der Unterseite ein und ist in seinem hintersten Drittel am breitesten und höchsten; das letzte Drittel der Unterseite ist flach und schwach konkav. Überhaupt ist der Kauwulst viel stärker entwickelt als beim *Rh. curvatus.* Die wesentliche Übereinstimmung beider Rhyncholithen besteht in der Ausbildung der Apikalregion, wonach *Rh. Grayensis* ebenfalls der Gruppe der *Curvati* zuzurechnen ist: die Krümmung der Dorsalkante (l_1) ist sehr bedeutend, so daß der Scheitel eine beinahe hakenförmige Gestalt hat, was in Pictets Zeichnung nicht genügend zur Geltung kommt. *Rh. Grayensis* hat hinsichtlich seiner Skulptur der Unterseite eine interessante Ähnlichkeit mit dem oberjurassischen *Rh. Hoffmanni*, mit welchem auch die starke seitliche Kompression (und in Zusammenhang damit der gleich spitzige Scheitelwinkel und das Verhältnis b_1/b_2) gut übereinstimmt. Nur ist *Rh. Hoffmanni* viel größer als *Rh. Grayensis.*

Geringer ist die Ähnlichkeit dieses Schnabels mit den übrigen Vertretern der *Curvati*-Gruppe: sie sind alle relativ breiter und haben eine anders skulpturierte Unterseite. Noch ferner stehen natürlich die zur Gruppe der *Recti* gehörigen Arten.

Es ist bemerkenswert, daß einige Rhyncholithenarten aus dem Neocom (*Rh. curvatus* und *Grayensis* vollkommen den aus Dogger und Malm bekannten Riesenformen ähnlich sind, ohne deren Größe zu erreichen.

Fundort: Neocom von Gray, 1 Exemplar, C. G.

b) Gruppe der Recti.

4. *Nautilus* (*Rhyncholithes rectus nov. sp.*).

Taf. XIII, Fig. 4 *a—c.*

Mit der Beschreibung dieses gut erhaltenen *Nautilus*-Schnabels soll gleichzeitig der Typus dieser Gruppe festgelegt werden.

Die Kapuze hat — da ihre Seitenkanten gleich lang sind wie die Hinterkanten — rhombischen Umriß oder, anders ausgedrückt, die Dorsalkante (l_1) bildet die gemeinsame Seite, an welcher die beiden mäßig steil abfallenden Hälften der Kapuze in Form gleichschenkliger Dreiecke aneinanderstoßen. Der Winkel, welchen die beiden Seitenflächen miteinander einschließen, ist in einem Schnitt senkrecht zur Dorsalkante größer als 90°. ∢ α, das ist der Winkel, den die Seitenkanten am Scheitel bilden, ca. 75°. Die Kompression des Schnabels ist demnach eine viel geringere als bei der Gruppe der *Curvati* (wo, zum Beispiel *Rh. curvatus*, der Winkel der Seitenflächen nur 75° und der Scheitelwinkel noch kleiner ist). Die Wölbung der Dorsalkante ist nur schwach angedeutet, es verläuft l_1 beinahe geradlinig. Der Scheitel ist als mäßig scharfe, starke dreikantige Spitze ausgebildet, eine Hakenkrümmung ist nicht vorhanden.

Der Winkel, welchen l_1 und l_2 einschließen ($\sphericalangle$ x), ist verhältnismäßig stumpf (110° gegen 90° bei den curvaten *Nautilus*-Schnäbeln).

Die Kapuze ist vollkommen glatt und mit einer eigenen harten Schicht überzogen, es dürfte sich hierbei um ein Analogon des Emails der Zähne höherer Tiere handeln, wenigstens kommt dieser Deckschicht dieselbe Bedeutung zu, den Schnabel zum Kauen auch härterer Substanzen (zum Beispiel dünner Schnecken- und Muschelschalen) zu befähigen. Man sieht auf einer Flanke des Capuchons, wie der genannte Überzug auf der weicheren Grundmasse, dem Schnabelkörper, auflagert; dort, wo letztere hervortritt, ist die Zuwachsstreifung sehr deutlich, ein Beweis, daß der Mangel oder das Vorhandensein einer Oberflächenstreifung nicht — wenigstens nicht direkt — als Artmerkmal betrachtet werden darf. Die scharfen, etwas nach abwärts gebogenen Seitenkanten (s) sind, gegen Licht gehalten, durchscheinend und bestehen aus derselben eben besprochenen harten Deckschicht. Auch der Kauwulst der Unterseite ist von dieser Schicht überzogen (siehe II. Teil).

Der Schaft des *Rh. rectus* ist ziemlich schmal (b_1/b_2 groß) und hat die für den *Nautilus*-Schnabel charakteristische Form; die wiederholt besprochenen Haftlinien des Flügelfortsatzes sind sehr deutlich sichtbar. Der Hinterrand ist einfach abgerundet, wie die Zuwachsstreifung am Schafte beweist.

Die Unterseite ist weder geknickt noch gebogen und ihre Umrandung scharf. Der Kauwulst nimmt im hinteren Teile fast die ganze Breite der Unterseite ein, ist jedoch ganz flach und verschwindet im zweiten Drittel der Schnabellänge; in der Mitte der Schnabellänge ist er am breitesten (3·7 *mm*) bei einer Höhe von ca. 1 *mm* und verengt sich nach vorn unter gleichbleibender Höhe; indem er sich erst ganz vorne am Scheitel zuschärft, verleiht er der Spitze besondere Festigkeit. Die Form des Kauwulstes verdient stets eine genaue Beschreibung, da die *Nautilus*-Schnäbel hauptsächlich danach unterscheidbar sind.

Vergleiche:

Rh. rectus stimmt mit dem rezenten *Nautilus*-Schnabel im wesentlichen überein; kleine Abweichungen sind

1. die geringere relative Höhe,
2. die relativ breite Kapuze (b_1/b_2),
3. die größere Schärfe des Scheitels und der Seitenkanten,
4. die etwas stumpfere Profilkrümmung der Oberseite ($\sphericalangle$ x),
5. die etwas kompliziertere Skulptur des Kauwulstes.

Mit *Rh. curvatus* gemeinsam sind alle Charakteristika des *Nautilus*-Typus überhaupt; Unterschiede sind:

1. die geringere relative Höhe,
2. der stumpfere Scheitelwinkel (x),
3. die fast geradlinige Dorsalkante und der Mangel einer Hakenkrümmung am Scheitel,
4. der größere Profilkrümmungswinkel (x),
5. der Kauwulst.

In ähnlicher unzweifelhafter Weise ist *Rh. rectus* von den übrigen Formen der *Compressi*-Gruppe (*Rh. Grayensis* u. a.) abtrennbar. Von den einzelnen Vertretern der *Recti*-Gruppe ist er folgendermaßen unterscheidbar:

Von *Rh. simplex Fritsch* (obere Kreide) durch die Skulptur der Unterseite, indem die Mitte derselben bei *Rh. simplex* ausgehöhlt, bei *Rh. rectus* erhaben ist. Sonst stimmen beide Schnäbel vollkommen miteinander überein, speziell in bezug auf das gleiche Verhältnis von Breite zur Länge ($B/L = 0{\cdot}67$), das Breitenverhältnis von Kapuze und Schaft, den rhombischen Umriß der Kapuze, die gerade, aber scharfe Spitze und gleichen Scheitel- und Profilkrümmungswinkel.

In Abhandl. 1906 wurden zwei kleine Kreiderhyncholithen (Taf. V, Fig. 59—64) abgebildet, welche auch der Gruppe der *Recti* zuzuzählen sind:

Rh. bohemicus (Cenoman) unterscheidet sich durch seine deltoidische Kapuze und durch die Form des Kauwulstes; derselbe beginnt erst in der Mitte der Länge der Unterseite und ist im vorderen Drittel am stärksten.

Rh. cf. simplex (Cenoman) hat zwar mit *Rh. rectus* die rhombische Kapuze gemeinsam, jedoch ist die Gesamtform dieses Vergleichsbeispieles niedriger und länglicher als *Rh. rectus*. Beide letztgenannten *Nautilus*-Schnäbel sind überdies geologisch älter als der hier zu beschreibende Rhyncholith.

Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 79 *b—c* (Gault), unterscheidet sich vom *Rh. rectus* durch die kurze und abweichende Gestalt des Schaftes, indem dieser nach hinten schmäler wird, während beim *Rh. rectus* seine größte Breite gerade nahe dem Hinterrande liegt; daher auch der verschiedene Verlauf der Anwachsstreifung am Schafte beider Schnäbel.

Cephalopodenkatalog, Fig. 79 *d* (Gault), ist nur nach der Unterseite bekannt, welche demjenigen des *Rh. rectus* gleicht, aber einen weniger ausgeprägten Kauwulst zu besitzen scheint.

Über Cephalopodenkatalog, Fig. 79 *a* (Gault), kann, weil nur die Profilansicht gegeben ist, nur gesagt werden, daß die relative Höhe und Krümmung der Dorsalkante größer ist als beim *Rh. rectus*.

Cephalopodenkatalog, Fig. 80 *a* (Kreidekalk), gleicht der Unterseite nach dem *Rh. rectus* vollkommen; leider ist eine andere Ansicht des Schnabels nicht gegeben, daher eine Identifizierung nicht berechtigt.

Cephalopodenkatalog, Fig. 80 *b—c* (Kreidekalk), entspricht in Ober- und Profilansicht (rhombische Kapuze und gleiche relative Höhe) dem *Rh. rectus*, jedoch ist hier wieder die Unterseite nicht ersichtlich.

Rh. Foordi (Upper Greensand) unterscheidet sich durch seine bedeutendere Größe uud die abweichende Form des Kauwulstes, welcher zwar, wie beim *Rh. rectus* in der Mitte am breitesten ist, aber sich nach vorn hin abflacht und nach rückwärts deutlich gegen die etwas konkave Unterseite absetzt, während beim *Rh. rectus* der Kauwulst gerade im apikalen Drittel am ausgeprägtesten ist und sich nach

rückwärts allmählich verliert. Ferner besitzt das Vergleichsbeispiel eine größere relative Höhe nnd eine deltoidische Kapuze.

Rh. mediterraneus (Miocän) ist von *Rh. rectus* sehr verschieden durch den weit kürzeren Schaft, die größere relative Höhe und die Skulptur der Unterseite, indem besagte Fig. 83 *b* nur eine Art undeutlicher Längsfalte im vordersten Drittel der Unterseite erkennen läßt, während bei *Rh. rectus* gerade der Kauwulst ausgezeichnet entwickelt ist.

Rh. Allioni Bell. (Miocän) ist sehr verschieden in bezug auf den Umriß der Kapuze, die Krümmung der Dorsalkante, Skulptur der Unterseite und Form des Schaftes.

Rh. minimus, *Rh. parvulus* und *Rh. curtus* siehe die folgenden Beschreibungen.

5. *Nautilus* (*Rhyncholithes minimus Binkh.*).

Taf. XIII, Fig. 8 *a—c*.

Ich habe den Namen, mit welchem dieser winzige *Nautilus*-Schnabel etikettiert ist, belassen, obwohl ich ihn in der Literatur nicht finden konnte.

Die Kapuze ist fast rhombisch, der Scheitel stumpf, der Kauwulst auf der Unterseite nur in der Mitte deutlich, im vorderen und hinteren Drittel verflacht. Die Profillinie der Unterseite ist völlig gerade.

Die größte Ähnlichkeit besitzt dieser Schnabel mit *Rh. cf. simplex* (obere Kreide) (Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 62—64), der einzige Unterschied besteht in dem kürzeren Schaft des *Rh. minimus*. Da auch das geologische Alter übereinstimmt, ist es möglich, daß die beiden verglichenen Arten identisch sind.

Rh. bohemicus (obere Kreide) (Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 59—61) unterscheidet sich durch seine deltoidische Kapuze und den im vorderen Drittel hervortretenden Kauwulst.

Rh. rectus (Turon) ist viel größer, am Scheitel schärfer zugespitzt und mit einem andersgeformten Kauwulst versehen; während sich dieser nämlich bei der Vergleichsform nach hinten verflacht und verbreitert, wird er beim *Rh. minimus* nach hinten schmäler und ist gegen die Unterseite deutlich abgesetzt. Ich glaube deshalb nicht, daß *Rh. minimus* etwa die Jugendform des *Rh. rectus* darstellt.

Rh. rectus siehe Beschreibung.

Vergleiche mit den übrigen *Nautilus*-Schnäbeln sind wohl überflüssig, da die Möglichkeit einer Verwechslung kaum vorliegt.

Vom rezenten *Nautilus*-Schnabel unterscheidet sich *Rh. minimus* durch

1. die geringere relative Höhe,
2. den schlankeren Schaft,
3. den in der Mitte erhabenen und gegen den Scheitel abgeflachten Kauwulst,
4. den viel stumpferen Profilkrümmungswinkel (125° gegen 100°).

Fundort: Obere Kreide von Maestricht, C. M.

6. *Nautilus* (*Rhyncholithes parvulus Münster*)[1].

Taf. XIII, Fig. 7 *a—c*.

Auch diesem Schnabel wurde der Name, womit er etikettiert ist, belassen, obwohl ich ihn nirgends abgebildet gesehen habe.

Die Kapuze ist rhombisch, der Scheitel stumpf, der Kauwulst im apikalen Drittel der Unterseite am höchsten, in der Mitte seiner Länge am breitesten und verschwindet etwa in der Mitte der Unterseite. Kapuze und Schaft sind gleichmäßig mit deutlichen Zuwachsstreifen überzogen.

Diese Juraform hat eine auffallende Ähnlichkeit mit dem geologisch viel jüngeren *Rh. rectus* (Turon), ein eigener Name ist eigentlich nur in der unverhältnismäßig geringeren Größe begründet.

Von *Rh. minimus* (obere Kreide) unterscheidet ihn die Form des Kauwulstes,

von *Rh. simplex Fritsch* (obere Kreide) und *Rh. cf. simplex* (obere Kreide) (Abhandl. 1906) die Skulptur der Unterseite;

von *Rh. bohemicus* (obere Kreide) (Abhandl. 1906) die Skulptur der Unterseite und der rhombische Umriß der Kapuze.

Rh. curtus siehe Beschreibung.

Die Unterschiede von *Rh. curvatus*, *Grayensis* und den übrigen curvaten *Nautilus*-Schnäbeln sind im allgemeinen dieselben, wie sie für *Rh. rectus* angegeben wurden. Ähnliche, sofort in die Augen springende Unterschiede bestehen gegenüber den sogenannten „Übergangs- oder Mischformen“, welche im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums abgebildet sind, und *Rh. Allioni*.

Rh. parvulus ist insofern interessant, als er beweist, daß die Gruppe der *Recti* schon im Jura, also gleichzeitig mit der Gruppe der *Curvati* besteht. Es mag auch darauf hingewiesen werden, daß ein Vergleich beider Gruppen mit dem triadischen *Rh. hirundo* lehrt, daß die *Recti* mit letztgenanntem Typus weit mehr Ähnlichkeit besitzen als die *Curvati*, indem von den beim Vergleiche des *Rh. Hoffmanni* mit *Rh. hirundo* angeführten vier Punkten nur Punkt 2 und 4 auch für die *Recti* in Betracht kommen, das ist die scharfen, etwas nach abwärts gebogenen Seitenkanten (*s*) und die ungekerbte Unterseite. Dagegen stimmen mit *Rh. hirundo* überein

1. die geradlinige oder nur andeutungsweise gebogene Dorsalkante,
2. die seitlich nicht zusammengepreßte Kapuze (vergl. Teil II).

Fundort: Jura (wahrscheinlich Dogger) von Thurnau, Oberfranken, 1 Exemplar, C. M.

---

[1]) Die Etikette besagt: „Vielleicht *Rh. pusillus*“; nach dem Verzeichnis im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums ist dieser Rhyncholith in „Kade, Versteinerungen des Schanzenberges“, Fig. 12, abgebildet, doch konnte ich dieses Buch nirgends finden.

7. *Nautilus* (*Rhyncholithes curtus*).

Taf. XIII, Fig. 5 *a—c*.

Dieser *Nautilus*-Schnabel ist charakteristisch durch einen überaus kleinen, wie verkürzt aussehenden Schaft. Nach der Ausbildung der Kapuze gehört *Rh. curtus* zur Gruppe der *Recti*, denn die Dorsalkante ist beinahe geradlinig, eine Hakenkrümmung des Scheitels nicht vorhanden, ebensowenig eine seitliche Kompression. Der Umriß der Kapuze ist ein rhombischer. Die Unterseite scheint in ihrem hinteren Teile stark erodiert zu sein, verläuft aber jedenfalls geradlinig und besitzt in der vorderen Hälfte einen deutlich abgesetzten Kauwulst von ähnlicher Form wie *Rh. rectus*.

Vergleiche:

Durch die Kürze des Schaftes unterscheidet sich *Rh. curtus* von allen übrigen *Nautilus*-Schnäbeln; außerdem vom *Rh. rectus* durch die weiter zurückgreifende Dorsalkante und andere Form des Schaftes, da dieser sich beim *Rh. rectus* nach hinten verbreitert, beim *Rh. curtus* verschmälert;

von *Rh. minimus*, *parvulus*, *cf. simplex* und *bohemicus* auch noch durch die viel bedeutendere Größe und die Skulptur der Unterseite;

von *Rh. curvatus*, *Grayensis* und den übrigen curvaten *Nautilus*-Schnäbeln durch die geradlinige Dorsalkante, den Mangel einer Hakenkrümmung des Scheitels und einer seitlichen Zusammenpressung der Kapuze.

Rh. Bathoniensis (Unteroolith) hat zwar ebenfalls einen sehr kurzen Schaft, doch besitzt dieser hier wenigstens die normale Breite, während er beim *Rh. curtus* auch außergewöhnlich schmal ist ($b_1/b_2 = 2·4$!).

Allerdings darf nicht außer acht gelassen werden, daß eben der Schaft des vorliegenden Exemplars nicht vollständig erhalten ist; aber auch rekonstruiert bleibt er von besonderer Kleinheit.

Fundort: Sandstein von Cambridge, Farren, 1 Exemplar, C. G

8. *Nautilus* (*Rhyncholithes sp. indef.*).

Taf. XIII, Fig. 6.

Von diesem fossilen *Nautilus*-Schnabel kann nur gesagt werden, daß er der Gruppe der *Recti* angehört, indem er eine viereckige, nichtkomprimierte Kapuze, eine ganz geradlinige Dorsalkante und einen mäßig spitzigen, geraden, nicht gekrümmten Scheitel besitzt. Ein Kauwulst ist auf der Unterseite schwach angedeutet.

Vom rezenten Schnabel unterscheidet sich diese Art wie die meisten *Recti* durch die geringere relative Höhe.

Vom *Rh. rectus* ist er infolge seiner schlechten Erhaltung nicht nach sicheren Merkmalen zu unterscheiden, eine Identifizierung jedoch schon wegen des bedeutenden Unterschiedes im geologischen Alter ausgeschlossen.

Ich hätte von dieser Form wohl gar nicht gesprochen, wenn sie nicht ein Beweis für das Vorkommen der *Recti*-Gruppe schon im Jura wäre.

Fundort: Mergel der weißen Jura von Speldorf bei Mühlheim a. d. Ruhr, 1 Exemplar, C. Br.

B. Nicht-Nautilus-Schnäbel.

Vorbemerkung.

Wie ich schon in Abhandl. 1906 auseinandergesetzt habe, ist es, man kann wohl sagen sicher, daß eine Reihe von Rhyncholithen durchaus nicht *Nautilus*-Tieren angehört hat. Die Gründe für diese Annahme waren insbesondere die von den sicheren *Nautilus*-Schnäbeln wesentlich verschiedene Form, die überaus große Mannigfaltigkeit der „Arten“ und ihre merkwürdige geologische Verbreitung. Kennen wir ja doch ebensowohl die Rhyncholithen der triadischen Untergattungen des *Nautilus s. l.* als auch jene des jurassischen bis rezenten *Nautilus s. str.* Diese Nicht-*Nautilus*-Schnäbel ließen sich nach dem reichhaltigen mir jetzt vorliegenden Material in einige Formenkreise unterabteilen, welche voneinander in so charakteristischer und konstanter Weise verschieden sind (auch im inneren Aufbau), daß ich mich zur Annahme berechtigt glaube, daß sie je verschiedene Gattungen oder wenigstens Untergattungen der noch unbekannten Tiere angehört hätten.

Was ich unter „wesentlichen“ und „charakteristischen“ Eigenschaften verstehe, wurde eingangs dargelegt. Es mag dem nur hinzugefügt werden, daß ich die Aufstellung einer eigenen „Art“ nur dann für berechtigt halte, wenn ein Rhyncholith vollkommen vom Gestein befreit, an allen Seiten sichtbar vorliegt. Die Erfahrung hat mich gelehrt, daß Analogieschlüsse bei einseitigem Erhaltungszustand sehr trügerisch sein können und nur nach der Kenntnis aller drei räumlichen Dimensionen und der Skulptur von Kapuze, Schaft und Unterseite sichere Identifizierungen möglich sind.

Exemplare, welche zwar auf einer Seite gut erhalten sind, aber mit der anderen Seite fest im Gestein stecken, habe ich daher stets nur als „*sp. indef.*“ bezeichnet und dazu in Klammer entweder den Namen der nächstähnlichen Art (unter *affin.*) oder die Bemerkung „*nov.*“ gesetzt. Stücke, die auch auf der einen, der Untersuchung zugänglichen Seite mangelhaft erhalten sind, habe ich überhaupt nicht berücksichtigt. Leider sind die meisten der bisher begründeten Rhyncholithengattungen auf solch einseitig und noch dazu unvollständig erhaltene Stücke gegründet (siehe Quenstedt, Ooster, Dumortier, Neumayr etc.). Nach der hier durchgeführten Nomenklatur bedeutet zum Beispiel *Hadrocheilus sp. indef. affin. convexus*, das Stück ist auf einer Seite gut erhalten und würde mit *Hadrocheilus convexus* zu identifizieren sein, wenn auch die nicht zugängliche oder schlecht erhaltene Unterseite (zum Beispiel) mit dieser Art übereinstimmt.

Nov. sp. indef. bedeutet, daß die Form nach der einen gut erhaltenen Seite keiner vollständig bekannten Art gleicht, aber mangels der Kenntnis der Profil- oder Unteransicht nicht benannt werden kann.

Ferner ist gerade bei diesen Fossilien eine Verwechslung von Unterschieden im Erhaltungszustand mit Artunterschieden sehr leicht und es beruhen sogar die meisten in der Literatur vorhandenen Artbeschreibungen auf einer solchen Verwechslung. Man kann Irrtümern in dieser Richtung ohne steten Hinblick auf die rezenten *Nautilus*- und Dibranchiatenschnäbel und ohne Überblick über ein reiches fossiles Material (mit vollständig erhaltenen Stücken) gar nicht entgehen. Die eben angedeuteten Voraussetzungen sind für Einzelbeschreibungen von Rhyncholithen eigentlich ebenso selbstverständlich, als daß jemand Ammoniten gesehen haben muß, ehe er ein einzelnes Ammonitenexemplar beschreiben kann; denn auch die Rhyncholithen sind immerhin kompliziert gebaute organische Reste und den längsten diesbezüglichen Beschreibungen (zum Beispiel Oosters) mangelt die Hervorhebung dessen, worauf es ankommt. Dies nachzuholen, wurde im Vorjahre (Abhandl. 1906) der Versuch gewagt. Inwiefern er gelungen ist, sollen einesteils die nachfolgenden Einzelbeschreibungen erkennen lassen, anderenteils werden es die Arbeiten jener, welche sich fernerhin mit den Rhyncholithen befassen, lehren.

Die in Abhandl. 1906 aufgestellten provisorischen „Typen" konnten diesmal in festere Abteilungen, sagen wir „Gattungen" gebracht werden. Es muß im vorhinein hervorgehoben werden, daß zwischen allen „Gattungen" Mischformen zu bestehen scheinen, welche jedoch stets derart beschaffen sind, daß man sie begründetermaßen zu einer bestimmten Gattung stellen kann, während sie zur anderen nur Ähnlichkeiten, sozusagen „Beziehungen" erkennen lassen; es sind also keine echten Übergangsformen, welche man berechtigterweise der einen oder anderen Gattung einverleiben könnte. Jedoch sind die vermeinten „Beziehungen" so deutlich, daß ich nicht glauben kann, wir hätten unter den Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln Rhyncholithen von verschiedenen Ordnungen von Cephalopoden, zum Beispiel teils Ammoniten-, teils Belemnitenschnäbel (vergl. II. Teil). Es würde dieser Annahme zufolge die Systematik vielleicht so zu verstehen sein, daß analog der ersten Abteilung (*Nautilus*-Schnäbel) das Wort „Nicht-*Nautilus*-Schnäbel" die unbekannte Gattung repräsentiert, während *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*, *Akidocheilus* und *Gonatocheilus* Untergattungen jener anonymen Gattung angehören. Die Unsicherheit über den systematischen Wert der Unterscheidungsmerkmale kann jedoch kein Grund gegen eine feste Einteilung bilden, denn diese Unsicherheit besteht nur in betreff der Tiere, zu welchen die einzelnen Rhyncholithenspezies gehören, nicht aber hinsichtlich der Schnäbel selbst. Gleiches gilt ja auch für die Ammonitensystematik und wenn es erlaubt ist, eine eigene Gattung nach rein morphologischen Merkmalen zu begründen (zum Beispiel Abtrennung der *Reineckia* von *Perisphinctes* etc.), dürfte auch die nachfolgende Einteilung paläontologisch nicht untunlich sein.

Noch ein Wort über die bereits vorhandene Literatur:

In Abhandl. 1906 wurde mitgeteilt, daß schon vor längerer Zeit einzelne Forscher erkannt hatten, daß man *Nautilus*-Schnäbel und Nicht-*Nautilus*-Schnäbel wohl unterscheiden müsse. Aus diesem Grunde stellte d'Orbigny 1847 die Gattungen *Rhynchotheutis* und *Palaeotheutis* auf; weil diese aber auf unwesentliche und nicht konstante Merkmale gegründet waren, von *Palaeotheutis* zudem keine einzige Abbildung erschienen ist, wurden in der Folge die Cephalopodenschnäbel in ganz willkürlicher Weise *Rhyncholithes*, *Rhynchotheutis* oder *Palaeotheutis* genannt und unter *Rhynchotheutis* wiederholt auch echte *Nautilus*-Schnäbel angeführt (zum Beispiel *Rhynchotheutis Suessi Neum.* und *Rhynchotheutis Debey Müller*). Andere Paläontologen, insbesondere Zittel hielten alle Rhyncholithen (sensu lato) für Kieferstücke von Nautilen.

Was die Arten anbetrifft, so sind deren für die Nicht-*Nautilus*-Schnäbel zahlreiche aufgestellt worden. Von meinem Gesichtspunkt aus könnte ich sie in drei Gruppen teilen, nämlich

a) solche, welche ich nur zitiert, nicht aber abgebildet finden konnte, wie

Rhynchotheutis antiquatus Rousseau [1])
„ *coquandianus d'Orbigny*
„ *Honoratianus d'Orbigny*
„ *Dutemplei d'Orbigny*
„ *alatus d'Orbigny*
„ *hasta Faure-Biguet*
„ *tuberculatus Faure-Biguet*
„ *unidentatus Faure Biguet*;

hierher wären auch die zahlreichen *Rhyncholithes sp.* zu stellen, welche in den Fossillisten der Jura- und Kreideliteratur angeführt werden (zum Beispiel Uhlig, „roter Kellowaykalk", Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1881, Favre an verschiedenen Stellen und viele andere);

b) solche, welche ich zwar abgebildet, aber nicht in Wirklichkeit gesehen habe, wie

Rhyncholithes sp. indef. Parona
„ *sp. indef. Blackmore*
Rhynchotheutis camerae Dumortier
„ *cellensis Dumortier*
„ *minima Marck*
„ *monasteriensis Marck*
„ *acutus Quenst.* (drei verschiedene Arten)
„ *Asterianus d'Orbigny*
„ *Quenstedti Pictet et Loriol*
„ *fragilis Pictet et Loriol*

[1]) Die genaueren Zitate im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums (pag. 374 ff.).

Rhynchotheutis Sabaudianus Pictet et Loriol
„ *sp. indef.*, zwei verschiedene Arten bei Favre (Oxf.)
„ *Studeri Ooster*
„ *Morloti Ooster*
„ *Meyrati Oster*
„ *Larus Faure-Biguet*

und Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 79 *e—g* und Fig. 81.

c) solche, von welchen ich Original und Abbildung kenne, wie

Rhynchotheutis Fischeri Ooster (auch bei Favre [Oxf.])
„ *Brunneri Ooster* (auch bei Favre [Oxf.])
„ *Bucklandi Ooster*
„ *Quenstedti Ooster*
„ *Escheri Ooster*
„ *Meriani Ooster*
„ *Picteti Ooster*
„ *quinquecarinatus* (Gipsabdruck) *Pictet et Campiche*
„ *cellensis Neum.* (non *Dumortier*).

Über Gruppe *a* kann ich natürlich gar nichts aussagen; über Gruppe *b* sind in Abhandl. 1906 und in den nachfolgenden Einzelbeschreibungen verstreute Bemerkungen. Zusammenfassend wäre zu sagen:

Von den beiden Arten Dumortiers ist nur *Rh. Cellensis* (Oxf. inf.) spezifisch bestimmbar, er gehört zur Gattung *Hadrocheilus* in die Nähe des *Rh. Schlosseri*.

Rh. camerae (Oxf. inf.), leider ohne Ansicht von oben, gehört, obwohl Dumortier sagt, daß er „nach ganz anderem Plane aufgebaut sei", doch auch zur Gattung *Hadrocheilus* (*Conpressi*-Gruppe).

Rh. Asterianus d'Orb. (Kreide) ist ebenfalls ein Vertreter der Gattung.

Rh. Quenstedti Pict.-Lor. (Neocom) ist eine gut unterscheidbare Art, wurde, wie in Abhandl. 1906, pag. 102, begründet, in *Rh. Lorioli* umbenannt, gehört zur Gattung *Hadrocheilus* und ist dem *Rh. Schlosseri* einigermaßen ähnlich.

Rh. Sabaudianus Pict.-Lor. (Neocom) ist ein gut charakterisierter Vertreter der Gattung *Hadrocheilus* (Gruppe der *Depressi*) [1].

Über *Rh. fragilis Pict.-Lor.* (Neocom) wage ich nichts Bestimmtes auszusagen, es scheint mir nicht sicher, ob dieses Fossil tatsächlich ein Oberkieferstück darstellt.

Rh. Larŭs F.-B. (Jura) kenne ich nur aus einer unbrauchbaren Abbildung in Oosters Cephalopodenatlas.

Rh. Meyrati Oost. ist ein unkenntliches Bruchstück.

[1]) Die Abbildung in Oosters Cephalopodenatlas, Suppl. Taf. *B*, Fig. 5, hat mit *Rh. Sabaudianus Pict.-Lor.* nichts zu tun, wohl aber ist die Identifizierung der Fig. 1—4 mit *Rh. Sabaudianus Pict.-Lor.* richtig. Siehe im Anhang die Einzelbeschreibung.

Rh. Studeri Oost. (Jura) gehört entweder der Gattung *Akidocheilus* oder der *Depressi*-Gruppe der Gattung *Hadrocheilus* an.

Rh. Morloti Oost. (Jura) ist ein von allen mir bekannten Formen durch den sonderbaren Umriß seiner Kapuze verschiedener Rhyncholith. Nach Oosters Beschreibung zu urteilen, handelt es sich um einen Vertreter der Gattung *Leptocheilus.*

Rh. minimus Marck (ob. Senon) ist eine überaus kleine Form, deren Zugehörigkeit infolge der mangelhaften Abbildungen und des Mangels einer erläuternden Beschreibung ganz unsicher ist. Die Art Marcks ist unbrauchbar, daher auch nicht zu sagen, ob sie mit dem im vorangehenden beschriebenen *Nautilus*-Schnabel gleichen Namens identisch ist.

Rh. monasteriensis Marck (ob. Senon) stellt wahrscheinlich einen *Hadrocheilus* dar (und zwar *Depressi*-Gruppe); Marck betont seine Ähnlichkeit mit *Rh. Asterianus d'Orb.*

Dazu kommen noch zwei im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums abgebildete, aber unbenannte Formen. Da sie ausgezeichnete Vertreter der Gattung *Hadrocheilus* sind, seien sie aus Zweckmäßigkeitsgründen benannt:

Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 79 *e—g*, heiße hinfort *Hadrocheilus quinquecarinatoides*,

Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 81 *a—c*, heiße hinfort *Hadrocheilus Britannicus.*

Endlich seien auch zwei gut kenntlich abgebildete Formen erwähnt, welche Favre (Oxf.) überliefert, aber nicht benannt hat.

Favre (Oxfordien . . .), Taf. II, Fig. 5 *a—c*, heiße hinfort *Hadrocheilus Favrei*, die (in Oxfordien . . . .) Taf. II, Fig. 6, dargestellte Art gehört sicherlich auch zur Gattung *Hadrocheilus*, da aber nur eine Ansicht gegeben ist, scheint ein Artname nicht gerechtfertigt.

(Näheres siehe Anhang zu den Einzelbeschreibungen.)

Rhyncholithes f. n. indef. Parona.

(Parona, Cephalopodi Terziari del Piemonte, Taf. XIII, Fig. 11 *a—c*).

Da Parona in den kurzen Begleitworten eine Schaftfurche erwähnt, könnte man — sofern nicht eine eigene neue Gattung darauf zu begründen wäre, diese Form nur zu Gattung *Leptocheilus* stellen. Charakteristisch ist der lange spitze Scheitel und die besondere Kleinheit des Schnabels. Mit *Scaptorhynchus* ist die Art keinesfalls in Zusammenhang zu bringen, ebensowenig kann sie als echter *Nautilus*-Schnabel gelten.

Miocän von Piemont.

Rhyncholithes (Hadrocheilus?) sp. ind. (Blackmore).

(Blackmore in Geol. Magaz., Dec. IV, vol. III, London 1896, pag. 531, Taf. XVI, Fig. 5 u. 7, Upper).

Der Autor gibt eine gute Abbildung der Unter- und Profilansicht, leider aber keine Abbildung der Oberseite, weshalb nicht gesagt

werden kann, ob es sich um einen *Nautilus*-Schnabel, oder, was mir wahrscheinlicher scheint, um einen *Hadrocheilus* mit stark verbrochenen Hinterkanten der Kapuze handelt.

Chalk of Salisbury, unter der Z. d. *Belemnitella mucronata.*

Die unter Gruppe *c* zusammengefaßten Nicht-*Nautilus*-Schnäbel der einschlägigen Literatur erfuhren eine Neubeschreibung und Neuabbildung; nur *Rh. quinquecarinatus Pict.-Camp.* (Neocom) konnte dem Namen und der Abbildung nach belassen werden.

Rh. Cellensis Neum. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1871, Bd. XVIII, Fig. 1 *a* und *b*, Transversariuszone der Südkarpathen) kann mit der von Dumortier aufgestellten Art nicht identifiziert werden, es ist nur die Unterseite sichtbar, daher nichts Näheres auszusagen.

Unter *Rh. Fischeri*[1]) *Oost.* (Oxf.) sind verschiedene Arten der Gattung *Leptocheilus* vereinigt, alle aber unkenntlich reproduziert. Der Name wurde der einen erst abgebildeten Form belassen (s. Beschreibung des *Leptocheilus Geyeri*).

Unter *Rh. Bucklandi* ist ein ganz schlecht erhaltenes Bruchstück eines liassischen Rhyncholithen (Gattung?) (Ooster, Taf. IV, Fig. 1) und eine jurassische Art der Gattung *Leptocheilus* zusammengefaßt. Von letzterer Abbildung liegt mir das Original vor, welches zeigt, daß die Zeichnung unrichtig ist (vgl. Taf. XIII, Fig. 28 dieser Abhandl. mit Ooster, Taf. IV, Fig. 20). Der Name soll der Liasform erhalten bleiben, da die Oostersche Abbildung eine Kopie aus Bucklands „Geologie und Mineralogie" (auch in Quenstedt, „Cephalopoden") ist.

Rh. Quenstedti Oost. (Jura) (Ooster, Taf. IV, Fig. 15) ist eine Kopie aus Quenstedts „Cephalopoden" (Taf. XXXIV, Fig. 16 u. 18) und offenbar unrichtig gezeichnet. Von Oosters Taf. IV, Fig. 16, kenne ich das Original; es ist ein typischer *Gonatocheilus*, was allerdings aus der Zeichnung nicht zu entnehmen ist. Der Name *Rh. Quenstedti* ist demnach auf Oosters Taf. IV, Fig. 15, zu beschränken, wobei allerdings zweifelhaft ist, ob es diese Form in Wirklichkeit gibt.

Auch von *Rh. Escheri Oost.* (Jura) liegen mir beide Originalia vor, es handelt sich um Vertreter der Gattung *Hadrocheilus*, der Artname Oosters mag aufrecht erhalten bleiben, obwohl die Erhaltung der Stücke keine sichere Unterscheidung von ähnlichen Formen (so von *Rh. depressus* u. a.) erlaubt.

Rh. Meriani Oost. (Neocom) gehört nach den mir vorliegenden Stücken zur Gattung *Akidocheilus* und konnte mit *A. ambiguus* identifiziert werden. Die Abbildung bei Ooster ist ganz undeutlich, ebenso jene des

Rh. Picteti Oost. (Neocom), ein solchermaßen etikettiertes, aber mit Oosters Zeichnung nicht übereinstimmendes Exemplar ist im folgenden als *Rh. Oosteri* beschrieben (Gattung *Hadrocheilus*).

Über *Rh. Brunneri* siehe Gattung *Gonatocheilus*.

---

[1]) Auf Taf. IV des Cephalopodenatlasses von Ooster ist Fig. 2—5 wohl infolge eines Druckfehlers als *Rh. Escheri* bezeichnet.

Tabelle II.

	costatus	*cf. costatus*	*convexus*	*Valanginiensis*	*robustus*	*hamatus*	*Schlosseri*	*cf. Schlosseri*	*Oosteri*	*rugosus*	*quinquecarinatus*	*longohasta*	*Theodosiae*	*oblongus*	*gibber*
L . . .	15	17	21·3	17	26	15	13	6·6	15	16	25	20·2	15	20·5	18·8
l_1 . . .	8	12	11	10	15	(12)	8·5	4·5	8·4	10	18	10	8	12	12·2
a . . .	7·5	11	11	9·5	15	11	8	4·5	8·2	8·5	17·5	9	7·5	11·5	12
s . . .	(9)	?	12	12	18·5	(12)	9·5	(5)	11·6	11	21·5	(12)	9	13·7	17
b_1 . . .	9	(10)	12	11	19·5	10	8·5	5	9	11·5	20	(12)	9	13	15
l_2 . . .	10·2	9	14	12	17·5	(7)	8	3·5	9·5	11·5	14·5	16	10	11·5	11·5
b_2 . . .	8·5	9	11·2	11	16	7·5	7	4·8	8	10	14	13	8	10·5	10
H . . .	6·5	8	11	7·5	17	7	6	3	5·8	8·5	12·7	8·5	5·5	8	9
a/s . .	(0·83)	?	0·91	0·8	0·61	(0·9)	0·8	(0·9)	0·7	0·8	0·8	(0·75)	0·83	0·84	0·7
B/L . .	0·6	(0·6)	0·56	0·65	0·75	0·67	0·65	0·75	0·6	0·7	0·8	0·6	0·6	0·6	0·8
H/B . .	0·72	(0·8)	0·91	0·68	0·88	0·7	0·7	0·6	0·64	0·7	0·64	0·66	0·6	0·6	0·6
l_1/l_2 . .	0·8	1·3	0·78	0·83	0·86	?	1·0	1·3	0·88	0·87	1·29	0·62	0·8	1·0	1·0
b_1/b_2 . .	1·1	(1·1)	1·1	1·0	1·2	1·3	1·2	1·0	1·1	1·2	1·4	(0·92)	1·1	1·2	1·5
$\sphericalangle\, \alpha$ . .	60	55	55	55	70	50	55	55	50	60	60	55	50	50	60
$\sphericalangle\, \varkappa$ . .	105	110	120	105	115	(110)	120	120	120	115	110	115	115	125	120

Es erübrigt noch des *Rhyncholite aigu Blainville* (reprod. bei Ooster, Taf. IV, Fig. 45) und des *Rh. acutus Quenst.* (Quenst., Cephalopoden, Taf. XXXIV, Fig. 17, und reprod. bei Ooster, Taf. IV, Fig. 46) Erwähnung zu tun. Den ersteren glaube ich mit dem mir vorliegenden *Hadrocheilus Hercynicus*, den zweiten mit einem unvollständig erhaltenen *Leptocheilus* identifizieren zu dürfen.

Der Vollständigkeit halber muß den hiermit besprochenen, von meinem Standpunkte aus eingeteilten drei Gruppen eine vierte (*d*) hinzugefügt werden, welche alle jene Nicht-*Nautilus*-Schnäbel umfaßt, welche zwar in der Literatur vorhanden, mir aber nicht bekannt geworden sind. Daß es solche gibt, befürchte ich trotz fleißiger Durchsicht der Jura- und Kreideliteratur, weil die Bemerkungen über Rhyncholithen erstens sehr zerstreut und zweitens gewöhnlich so kurz sind, daß sie leicht übersehen werden können. Einen Anspruch auf Vollständigkeit kann ich also bezüglich der Literatur durchaus nicht machen. Die mir vorliegenden ca. 600 Exemplare aber habe ich im

(Zu pag. 568.)

cf. gibber	*gibberiformis*	*liasinus*	*Kiliani*	*depressus*	*cf. depressus*	*exsecatus*	*latus*	*Escheri*	*procerus*	*cf. procerus*	*proceriformis*	*Hercynicus*	*Lorioli*)*	*Britannicus*)*	*Cellensis Dum.*)*	*Camerae Dum.*)*	*Monaster. Marck*)*
17	19·5	29	30	22·2	19	6·3	27	4	15·5	15	13·5	9	10	24	19	18	7
8	11	19	21	11·8	(10)	3·5	13	2	9	10·5	10	7·2	(6)	12	?	?	(7)
8	10·5	18	20	11·5	10	3·5	13	(2)	9	10·5	10	7	(6·5)	11·5	?	?	(2)
12·2	12	(20)	28	18·4	15	5	20	(3)	(9)	?	?	?	8·5	12·7	?	?	3·5
12	15	20	21·5	19	15	5	18	3	(8)	(9)	?	?	7·5	12·2	12	13	3·5
11	13	17	14	13	16·5	3·5	18	2	10	7·5	7·5	(5)	(4)	16	?	?	5·5
10·8	12	15	17	12	10	4	20	1·5	7·5	7	7	(4·5)	5	13·2	?	?	4·5
8	10	15	13	8·	7·2	2·3	10	2	5·3	6	5	4·5	?	9·5	8·5	8	?
0·66	(0·9)	(0·9)	0·71	0·62	0·7	0·7	0·65	(0·7)	(1·0)	?	?	?	0·76	0·9	?	?	?
0·7	0·76	0·7	0·72	0·8	0·8	0·8	0·75	0·75	0·51	(0·6)	?	?	·75	0·5	0·51	0·7	0·6
0·67	0·67	0·75	0·6	0·44	0·5	0·46	0·5	0·5	0·66	(0·67)	?	?	?	0·72	0·7	0·6	?
0·73	0·85	1·1	1·5	0·9	(0·6)	1·0	0·72	1·0	0·9	1·4	1·3	(1·24)	(1·7)	0·75	?	?	0·36
1·1	1·25	1·3	1·3	1·6	1·5	1·2	0·9	1·3	(1·1)	(1·3)	?	?	1·5	0·92	?	?	0·78
60	70	60	50	60	55	55	55	60	45	45	55	60	50	55	(55)	(60)	70
120	110	120	115	125	125	115	130	?	110	100	105	115	130	125	?	?	?

einzelnen untersucht und untereinander verglichen. Dazu kamen unter den vorhandenen Abbildungen als Vergleichsformen in Betracht:

Rh. cellensis Dum., *Rh. Lorioli nov. nom.*, *Rh. Sabaudianus Pict.-Lor.* *Hadrocheilus quinquecarinatoides nov. nom.* und *Hadr. Britannicus nov. nom.* (= Cephalopodenkatalog des Brit. Museums, Fig. 79 *c—g* und Fig. 81 *a—c*). Dazu kommt die von Bellardi begründete Gattung *Scaptorhynchus* (*Sc. miocenicus* bei Bellardi [1]) und Sacco [2]), wobei aber angenommen wurde, daß diese Gattung auf unvollständig erhaltene Exemplare gegründet ist.

Zur Methode der Beschreibungen sei bemerkt, daß erstlich die typische Art jeder Gattung und ebenso Mischformen mit den übrigen Gattungstypen, zweitens jede einzelne Art mit den nächstähnlichen Arten derselben Gattung verglichen wird.

[1]) I Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria 1872.
[2]) L. c. 1904.

Die Gattungsnamen sind je nach dem am meisten charakteristischen Merkmal gegeben.

I. Gattung Hadrocheilus[1])

entsprechend den Formen des Typus *Rhynchotheutis I* der Abhandl. 1906.

(Siehe Tabelle II, pag. 566 und 567.)

Gegenwärtig liegen mir über 60 Stücke der Gattung *Hadrocheilus* vor, unter welchen ich 26 Arten abzutrennen vermochte. Es waren zwei große Gruppen zu unterscheiden, welche ich als *Compressi* und *Depressi* bezeichnet habe (Defin. s. Beschreibung des *Rh. Teschenensis*), eine Art (*H. procerus*) bildet gewissermaßen einen Übergang zur Gattung *Akidocheilus*, zwei Arten (*proceriformis* und *Hercynicus*) sind von unsicherer systematischer Stellung, was durch ihren unvollständigen Erhaltungszustand mit bedingt ist.

Nachdem es sich in vielen Fällen erwiesen hat, daß die relativen Maße sowie die Werte für $\sphericalangle \alpha$ und $\sphericalangle \varkappa$ (s. Abhandl. 1906) — cum grano salis betrachtet — gute Unterscheidungsmerkmale bieten können, verwandte ich auf eine genaue Messung (vermittelst eines mit Nonius versehenen Maßstabes) große Sorgfalt; die gefundenen und berechneten Werte sind zwecks besserer Übersicht in Tabellen zusammengestellt.

Zu Tabelle II folgende Bemerkungen:

1. Von manchen Arten liegen mir zwei und mehrere Exemplare vor. Wo die Messungen aller Stücke keine erheblichen Differenzen erkennen ließen, wurden nur die Messungsergebnisse des besterhaltenen Stückes aufgenommen; für *Rh. Teschenensis* siehe die speziellen Angaben in der Beschreibung.

2. Kolonne I—XX umfaßt die Arten der *Compressi*-Gruppe,
Kolonne XXI—XXV diejenigen der *Depressi*-Gruppe,
Kolonne XXVI—XXIX die in ihrer systematischen Stellung unsicheren Misch- oder Übergangsformen,
Kolonne XXX und XXXI aus Abbildungen ermittelte Werte der zum Vergleiche herangezogenen Arten.

3. Diese Tabelle wird ergänzt durch die in Abhandl. 1906 (pag. 107) abgedruckten Maßzahlen für die zur Gattung *Hadrocheilus* gehörigen *Rh. Hoheneggeri, squammatus, Neocomiensis, Silesiacus, Sabaudianus* und *H. quinquecarinatoides* (Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 79 *e—g*) (Kol. II—VII).

4. Die Angaben wurden gegenüber denjenigen der Abhandl. 1906 um das Maßverhältnis b_1/b_2 vermehrt, da gerade das Größenverhältnis von Kapuzen- und Schaftbreite oft für eine Art charakteristisch zu sein scheint.

5. Im übrigen sei noch auf die Bemerkungen der Seite 106 in Abhandl. 1906 verwiesen.

---

[1]) ἁδρός dicht, derb; χεῖλος Schnabel.

a) Gruppe der Compressi.

1. *Hadrocheilus Teschenensis* (*Hohenegger*).

(Abhandl. 1906, pag. 106—109, Taf. IV, Fig. 4—7.)

Hadrocheilus Teschenensis wurde in Abhandl. 1906 nach drei Exemplaren beschrieben und abgebildet. Jetzt liegen mir 19 Stücke dieser Art vor und ich stelle die gemessenen Werte in der auf pag. 570 befindlichen Tabelle zusammen.

Eine übersichtliche Betrachtung dieser Zahlenwerte ergibt, daß einerseits die meisten Stücke gewisse Durchschnittswerte in den relativen Maßen erkennen lassen, anderseits aber einige Stücke exzessive Maßverhältnisse besitzen. Betrachten wir alle Stücke, so ergibt sich:

	Maximum	Minimum	Durchschnitt	Amplitude
B/L	0·8	0·5	0·62	0·3
H/B	1·0	0·63	0·8	0·37
l_1/l_2	1·4	0·6	0·76	0·8
b_1/b_2	1·3	0·82	1·09	0·48
H/L	0·6	0·4	0·49	0·2

Hingegen haben acht Stücke Größenverhältnisse, welche den im Vorjahre gemessenen gleich oder sehr nahe kommen. Es ist nach Stück III, IV, VII, IX, X, XI, XII, XVI:

	Maximum	Minimum	Mittel	Amplitude	Abhandl. 1906 Taf. IV, Fig. 6
B/L	0·7	0·58	0·63	0·12	0·6
H/B	0·83	0·63	0·74	0·2	0·8
l_1/l_2	0·87	0·67	0·78	0·2	0·85
b_1/b_2	1·25	1·0	1·12	0·25	1·0
H/L	0·4	0·5	0·47	0·1	0·5

Daraus ergibt sich: Man kann *Rh. Teschenensis* in Varietäten unterabteilen, nach dem Verhältnis von Länge zur Breite und nach dem Verhältnis von Kapuzen- und Schaftlänge:

Var. *a*, schmal und hoch, Stück I, II, XIV.

Var. *b*, Schaft relativ kurz, Stück V, VI, VIII, IX, X, XI, XV, XVI, XVII,

Var. *c*, Schaft relativ lang, Stück III, IV, VII, XII, XIII der Tabelle,

wobei aber beachtet werden muß, daß es eben nur wenige Stücke sind, welche sich vom Durchschnitt auffallend entfernen, und zwar ist typisch für

Var. *a* nur Stück I und II,
Var. *b* nur Stück V und VI,
Var. *c* nur Stück IV und XIII.

Von allen 19 Stücken sind nur zwei vollständig erhalten, wogegen sonst überall der „Zahn“, d. i. der besonders harte Bestandteil der Unterseite des Schnabels fehlt und dann an Stelle des Höckers, (s. Abhandl. 1906, Taf. IV, Fig. 5), eine basale Furche sichtbar ist;

Tabelle III. (Zu pag. 568.)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII
L	24	19	25·5	23·5	17·5	20·5	20	21 [1]	18	17	11·8	21	18	17·5	18·7	16	19
l_1	14·5	10·5	13	13	11·5	13·5	10	14	11	11	7·2	11·5	9	10	10·5	10	11
b_1	(12)	10	15	(15)	14	13	(12)	(12)	12·5	(11)	8	12·5	11	11	10·5	10	11
l_2	16·5	13·5	19·5	17	13	13	15	15	13·5	13	9	15	15	10	12	11·5	13·5
b_2	11	9	13	13	11	10·5	11	11	10	10	6·5	11·5	10·5	13·5	9·3	9·5	9·5
H	11	9	11	9·6	9·5	11	10	12·5	9	8	5·5	10	8·5	10	9·3	8	8·5
B/L	0·5	0·52	0·6	0·63	0·8	0·63	0·6	0·58	0·7	0·64	0·7	0·73	0·6	0·68	0·56	0·63	0·58
H/B	0·9	0·9	0·75	0·63	0·68	0·85	0·83	1·0	0·73	0·7	0·7	0·8	0·77	0·9	0·9	0·8	0·77
l_1/l_2	0·88	0·7	0·67	0·8	0·9	1·4	0·7	0·93	0·8	0·84	0·8	0·73	0·6	1·0	0·9	0·87	0·8
b_1/b_2	1·1	1·1	1·2	1·1	1·3	1·2	1·1	1·1	1·25	1·1	1·2	1·0	1·0	0·82	1·0	1·0	1·1
H/L	0·46	0·47	0·43	0·4	0·54	0·53	0·5	—	0·5	0·47	0·46	0·48	0·46	0·57	0·5	0·5	0·5

[1]) Mit „Zahn“ versehenes, vollständig erhaltenes Exemplar.

und ich kann hiermit das in Abhandl. 1906 Vermutete bestätigen, daß nämlich die Knickung der Unterseite bei *H. Teschenensis* nur vom Erhaltungszustand abhängt, da alle übrigen 17 Exemplare (ohne Zahn) eine ungeknickte, schwach wellig geschwungene Profillinie der Unterseite aufweisen.

Ferner war zu konstatieren, daß die Profilkrümmung hier nicht, wie es bei Gattung *Gonatocheilus* der Fall zu sein scheint, mit zunehmender Größe (Alter) zunimmt (resp. ∢ $\varkappa$ kleiner wird). Die Messung ergab:

1 Exemplar (VIII) 90°, vgl. *L* 21 (!) *mm*,

2 Exemplare (IX, XIV) 95°, vgl. *L* 18 und 17·5 *mm*,

9 Exemplare 100°,

5 Exemplare (IV, XI, XII, XIII, XV) 105°, vgl. *L* 23·5, 11·8 (!), 21, 18 und 18·7 *mm*,

es ist somit kein Zusammenhang zwischen Profilkrümmung und Größe (Wachstum) zu erkennen.

Der Scheitelwinkel schwankt zwischen 45 und 55°. Die Exemplare I und II (Var. *a*) haben ∢ α = 45°,

Exemplar V (Var. *b*) hat α = 55°,

alle übrigen Stücke haben α = 50°, ∢ α ist demnach für die Art sehr konstant.

Ein Exemplar ist insofern weit vollständiger als alle übrigen erhalten, als es Reste der Flügelfortsätze enthält.

Die Dreiteiligkeit derselben läßt sich zwar nicht unmittelbar erkennen, dafür sieht man sehr gut, wie auch der Mittelflügel an seinem oberen Ende („Naht" des Rhyncholithen) umgebogen, also im oberen Teile verdoppelt ist. Für die Seitenflügel ist die Umfaltung (Verdopplung) der obersten Flügelpartie auch an anderen Schnäbeln zu beobachten. Hier trennt eine dünne Mergellage den oberen vom unteren Lappen des Mittelflügels, welcher sich in seiner Form der Furche des Schaftes (Sillon = *Rhynchotheutis*-Furche" der Abhandl. 1906) genau anpaßt; längs der Mitte der Furche gewahrt man die nicht ganz symmetrisch verlaufende Haftlinie des Mittelflügels.

Über den inneren Aufbau des *Rh. Teschenensis*, respektive der Gattung *Hadrocheilus* erhielt ich Aufschluß durch ein Exemplar, welches ich mit Salzsäure präparierte. Es zeigte sich an dem allseits gleichmäßig von der Säure erodierten Stück, daß der Körper des Schnabels aus einer Anzahl von dünnen, wellig-horizontal übereinander gelagerten Lamellen besteht, deren Umrandung die überall zu beobachtende Zuwachsstreifung bildet. Diese Lamellen aus kalkiger Substanz setzen, wie Textfigur 2 erkennen läßt, Kapuze und Schaft ohne Abtrennung zusammen. Der obere Teil der Kapuze besteht aus mehreren konzentrisch übereinander gelagerten Schichten, welche also sozusagen Hauben um das obere vordere Ende der lamellösen Masse bilden; jede dieser Hauben — ich zähle unter der Lupe deren drei — ist einige Bruchteile eines Millimeters dick und ahmt je die äußere Form der Kapuze nach. Die äußere Umrahmung dieser Schichten sieht man auf der Kapuze als feine, den Seitenkanten parallele Linien (die Anwachsstreifung der Kapuze). Die Masse der zweitbezeichneten Schichten unterscheidet

sich von derjenigen der erstgenannten Lamellen durch ihre eigenartige, überall senkrecht zu den Schichtflächen — also zur Oberfläche der Kapuze — ausgebildete Faserstruktur.

Aus diesem Unterschied im Aufbau erklärt es sich von selbst, daß die Kapuze gewöhnlich glatt (mit ganz feinen Wachstumslinien), der Schaft aber grobgestreift erscheint.

Ein Rhyncholith der Gattung *Hadrocheilus* besteht somit aus

a) einem basalen Teil mit lamellöser Struktur, welchem der Schaft und die ganze Unterseite angehören,

b) einem dorsal-apikalen Teil mit konzentrischer Faserstruktur, welcher die eigentliche Kapuze des Schnabels bildet.

Somit entspricht der bisher angenommenen morphologischen Abtrennung von Kapuze und Schaft auch ein wesentlich verschiedener Aufbau dieser beiden Teile eines *Hadrocheilus*; es bestätigt sich aber auch die in Abhandl. 1906 (Definition von „*Rhyncholithes*"), pag. 104,

Fig. 2.



a = konzentrisch faserige Masse der Kapuze.

b = Schaftlamellen.

gemachte Annahme, daß die besagte Trennung an der Unterseite nicht durchgeführt werden kann.

Außer den beiden genannten scheint eine dritte Schicht für den Rhyncholithen von Bedeutung zu sein, nämlich eine dünne Haut von besonderer Härte und Glätte, welche sich über die konzentrischen Faserschichten der Kapuze breitet und welche ich als Deckschicht bezeichne. Sie entspricht wohl dem Email der Zähne höherer Tiere. Auch die härteren Bestandteile der Unterseite, Basalrippe, Zahn oder Kauhöcker sowie die scharfen, etwas nach abwärts gebogenen, gegen Licht durchscheinenden Seitenkanten der Kapuze gehören dieser äußersten Schicht des Schnabels an. Allerdings ist es möglich, daß auch bei *Hadrocheilus* überdies noch eine kreidige Schicht sich über die Naht zwischen Rhyncholith und Flügel ausbreitete, um deren festere Verkittung zu bewirken, wie dies für die fossilen und rezenten *Nautilus*-Schnäbel erkannt wurde; jedoch konnte hiervon weder an irgendeinem Stücke des *Hadrocheilus Teschenensis* noch an sonst einem Nicht-*Nautilus*-Schnabel etwas bemerkt werden,

was allerdings nichts beweist, da gerade die Kreideaußenschicht überaus leicht abfällt.

Wie einleitend erwähnt, unterscheide ich innerhalb der Gattung *Hadrocheilus*

a) Gruppe der *Compressi* [1]), für welche charakteristisch ist:

1. *H*/*B* zwischen 0·6 und 1·0,
2. *B*/*L* „ 0·6 „ 0·7 [2]),
3. *a*/*s* = 0·8 bis 0·9 (geringer Ausschnitt der Kapuze),
4. ∢ ϰ um 110°,

b) Gruppe der *Depressi* [1]) (Typus *H. depressus*) mit folgenden Merkmalen:

1. *H*/*B* zwischen 0·4 und 0·6,
2. *B*/*L* „ 0·8 „ 0·9 [3]),
3. *a*/*s* „ 0·5 „ 0·7 (größere Tiefe der échancrure),
4. ∢ ϰ um 135°,

Mit dieser Gegenüberstellung sind zugleich die Unterschiede des *H. Teschenensis* von den einzelnen Vertretern der *Depressi*-Gruppe gegeben. Die Ähnlichkeiten mit den letzteren bestehen eben in den Gattungsmerkmalen von *Hadrocheilus*, welche am Schlusse zusammengefaßt sind.

Von den nächstähnlichen Arten (den Vertretern der *Compressi*-Gruppe) unterscheidet sich *H. Teschenensis* folgendermaßen:

von *H. Hoheneggeri* (Abhandl. 1906) (Neocom) und *Theodosiae* (Tithon) durch größere relative Breite und geringere relative Höhe (vgl. *B*/*L* und *H*/*B*);

von *H. Schlosseri* (Neocom), *Valanginiensis* (Valang.) *rugosus* (Neocom), *hamatus* (Valang.) und *Cellensis Dum.* (Oxf. inf.) durch die ganz verschiedene Ausbildung der Scheitelregion, indem *H. Teschenensis* mit einem eigenen „Zahn" bewehrt ist, der, wo er erhalten ist, eine hakige Krümmung des Schnabels bedingt, während die drei Vergleichsbeispiele auch bei vollständiger Erhaltung der Scheitelkrümmung entbehren; damit im Zusammenhang steht die verschiedene Skulptur der Unterseite und deren verschiedene Profillinie (vgl. Taf. IV, Fig. 5, der Abhandl. 1906 mit Taf. XII, Fig. 4 *b*—*c* dieser Abhandlung).

Von allen übrigen Arten der *Compressi*-Gruppe unterscheidet sich *H. Teschenensis* durch die eben angeführten Merkmale [4]) und noch außerdem:

---

[1]) So benannt nach dem Hauptmerkmal.

[2]) Ausnahme *Rh. quinquecarinatus* und *gibber*, welche Übergänge zur Gruppe der *Depressi* darstellen.

[3]) Ausnahme *Rh. squammatus*, der infolge seiner länglichen Gestalt einen Übergang zur *Compressi*-Gruppe bildet.

[4]) *H. Teschenensis* nimmt tatsächlich durch die eigentümliche, durch den „Zahn" hergestellte Hakenkrümmung eine Sonderstellung unter allen *Hadrocheilus* ein, eignet sich infolgedessen nicht, wie im Vorjahre vermeint war, als typischer Vertreter der Gattung *Hadrocheilus*. Als solcher könnte *Rh. Schlosseri* angesehen werden.

von *H. costatus* und *cf. costatus* (Neocom) und *Oosteri* (Neocom) durch den spitzigeren Scheitelwinkel in Verbindung mit einem viel stumpferen Scheitel ohne sogenannte „quinquecarinate" Ausbildung (siehe Beschreibung des *Rh. quinquecarinatus*);

von *H. convexus* (Neocom) durch die niemals konvexe Profillinie der Unterseite und die viel geringere Zuschärfung der Dorsalkante;

von *H. robustus* durch die nicht konvexe Unterseite, kleinere relative Breite und Höhe und viel spitzigeren Scheitel- und Profilkrümmungswinkel;

von *H. quinquecarinatus* (Neocom) durch die viel geringere relative Breite, größere relative Höhe, den kleineren Scheitelwinkel und eine ganz andere Skulptur der Unterseite (nicht „quinquecarinat");

von *H. longohasta* (Oxfordien) durch kleineren ∢ α, stumpferen ∢ $\varkappa$ und relativ kürzeren Schaft (l_1/l_2);

von *H. Theodosiae* (Tithon) hierdurch sowie durch größere Breite und geringere Höhe (H/B, B/L);

von *H. oblongus* (Lias) durch bedeutendere relative Breite, kleineren ∢ $\varkappa$, ein weniger längliches Capuchon und die nicht quinquecarinate Ausbildung der Unterseite;

von *H. gibber* und *gibberiformis* durch den Mangel des Höckers der Unterseite und durch a l l e Maßverhältnisse;

von *H. liasinus* (Lias) durch spitzigeren ∢ α und $\varkappa$ und den Mangel der quinquecarinaten Skulptur;

von *H. Kiliani* (Aptien) durch viel bedeutendere Höhe (H/B) und die Skulptur der Unterseite;

von *H. quinquecarinatoides* (Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 79 *c—g*), siehe Abhandl. 1906, pag. 109.

Die Vergleiche mit *Rh. procerus* und *Hercynicus* siehe dort.

Im allgemeinen erkennt man, daß die Artunterscheidungen sich hier hauptsächlich auf die Skulptur der Unterseite und die Ausbildung der Scheitelregion stützen.

Fundort: Grodischter Sandstein (mittleres Neocom) von Koniakau, 19 Exemplare, C. M.

2. *Hadrocheilus costatus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 1 *a—c*.

Das charakteristische Merkmal scheint die ziemlich scharfe, jedoch starke, beinahe rüsselförmige, etwas nach abwärts gebogene Spitze des Scheitels zu sein. Der apikale Teil der Unterseite zeigt die „quinquecarinate" Ausbildung, die échancrure ist gering. Der Schaft übertrifft an Länge die Kapuze und ist beinahe ebenso breit als diese. Die Unterseite wird durch eine zarte, im Profil schwach konvex verlaufende Längsrippe halbiert.

Diese Art hat zwar nahe Ähnlichkeiten mit einigen anderen Formen der *Compressi*-Gruppe, ist aber von diesen gut abgegrenzt:

von *H. Teschenensis* (Neocom) durch den quinquecarinaten, gut zugespitzten Scheitel und die zartere Skulptur der Unterseite; vielleicht auch durch den stumpferen Scheitelwinkel und den geringeren Ausschnitt der Kapuze (a/s);

von *H. gibber* und *cf. gibber* (Neocom) durch den Mangel einer Höckerskulptur der Unterseite, größere relative Höhe und kleineren ∢ x;

von *H. convexus* (Neocom) durch die Profillinie der Unterseite, mehr abgerundete Dorsalkante und zugespitzteren Scheitel;

von *H. Valanginiensis* (Valang.) insbesondere durch das letztgenannte Merkmal;

von *H. Schlosseri* und *Oosteri* (Neocom) hierdurch, aber noch durch das seitlich nicht komprimierte Capuchon, die stärkere Knickung zwischen Kapuze und Schaft (∢ x) und den v-förmigen Querschnitt des Sillons an Stelle des ⌣-förmigen beim Vergleichsbeispiel;

von *H. longohasta* (Oxfordien) durch den spitzigeren Scheitel, den konvexen Verlauf der Basalrippe und das geringere Überwiegen des Schaftes über die Kapuze;

von *H. Theodosiae* (Tithon) durch den Mangel einer seitlichen Kompression der Kapuze, den spitzigeren Scheitel in Verbindung mit einem viel stumpferen Scheitelwinkel und die weit geringere relative Höhe.

Von den übrigen Vertretern der *Compressi*-Gruppe kann *H. costatus* wohl auf den ersten Blick unterschieden werden [1]).

Fundort: Neocom (?) von Méouille (Basses-Alpes), 1 Exemplar, C. G.

3. *Hadrocheilus cf. costatus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 2 *a—c*.

Diese Art (oder Varietät) unterscheidet sich von der eben beschriebenen Form durch etwas größere Dicke, spitzigeren Scheitelwinkel, stumpferen Scheitel und schärfere Grenzkanten des Sillons (Schaftkanten); ferner ist am oberen Teile der Dorsalkante (l_1) eine schwache Schwiele erkennbar, was beim *Rh. costatus* nicht der Fall ist. Da aber die Form und Größe des Schaftes und die Unterseite mit der typischen Art vollkommen gleich ist, scheint eine Abtrennung unter eigenem Namen nicht gerechtfertigt. Was den Erhaltungszustand anbelangt, so ist an der Naht ein Stück der Kapuze weggebrochen und man sieht, wie diese aus einer faserigen Masse besteht, deren Fasern senkrecht zur Oberfläche der Kapuze angeordnet sind; es ist also auch hier der Aufbau, wie er bei *H. Teschenensis* konstatiert und als bezeichnend für die Gattung *Hadrocheilus* angesehen wurde, nachweisbar und eben damit scheint neben den nahen morphologischen Beziehungen ein Beweis für die Zusammengehörigkeit beider (und aller ähnlichen) Schnäbel gegeben zu sein, was ich durch die Zusammenfassung unter die Gattung *Hadrocheilus* auszudrücken versuchte. Oben an der Naht sieht man an vorliegendem Stück noch eine Spur des Mittel- und des rechten Seitenflügels.

Die ähnlichsten Formen sind *H. Schlosseri* (Neocom) und *longohasta* (Lias); die Vergleiche siehe dort und bei *H. costatus*.

Fundort: Unt. Neocom von St. Julien en Beauchêne, 1 Exemplar, C. Gr.

---

[1]) Es wird der Kürze wegen auch bei den folgenden Beschreibungen ein Vergleich mit den auffallend verschiedenen Arten unterlassen werden.

4. *Hadrocheilus convexus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 11 *a—c*.

Das Charakteristische dieser Art dürfte in der stark konvex verlaufenden Profillinie zu suchen sein.

Von oben gesehen, gleicht *H. convexus* ganz dem *H. Teschenensis*; er hat wie dieser eine wenig tiefe échancrure, einen ziemlich langen, starken Schaft mit v-förmiger Furche. Die Kapuze ist längs l_1 scharf dachförmig geknickt (oder, mit anderen Worten, die Dorsalkante ist zugeschärft), eine Längskrümmung der Kapuze nur schwach angedeutet (entschieden viel geringer als beim *H. Teschenensis*). Der Scheitel ist gar nicht gebogen und ganz stumpf. Die Unterseite wird durch eine zarte Längsrippe, deren hinterer Teil die Form einer nach rechts umgeschlagenen Falte hat, symmetrisch halbiert.

Das vorliegende Exemplar ist stellenweise stark erodiert. Man kann an der Kapuze die weichere Innenmasse von der härteren, glättenden Deckschicht unterscheiden und bemerkt auch, wie diese längs der Seitenkanten (*s*) von der die Unterseite bildenden Schicht deutlich getrennt ist. Auch die Struktur der zur Basis parallelen Lamellen (siehe *H. Teschenensis*) ist andeutungsweise zu sehen.

H. convexus unterscheidet sich von den ähnlichsten Formen der *Compressi*-Gruppe folgendermaßen:

von *H. robustus* durch die dachförmig geknickte Kapuze (zugeschärfte Dorsalkante), die viel zartere Basalleiste, eine mehr längliche und höhere Gesamtform und den viel kleineren Scheitelwinkel. Gemeinsam haben beide Arten die in der Längsrichtung stark konvexe Unterseite;

von *H. costatus* durch die viel stärkere Konvexität der Unterseite, den stumpferen, geraden, nicht rüsselförmig verlängerten Scheitel und die zugeschärfte Dorsalkante;

durch letztgenanntes Merkmal auch von *H. cf. costatus* (Neocom).

Entfernter stehen schon:

H. gibber und *gibberiformis* (Neoc.), von welchen sich *H. convexus* durch den Mangel des Höckers, größere relative Höhe und spitzigeren Scheitelwinkel unterscheidet;

von *H. Schlosseri* (Neocom) und *Oosteri* (Neocom) durch die konvexe Unterseite, den stumpfen, nicht quinquecarinaten Scheitel u. a.[1];

von *H. Theodosiae* (Tithon), *longohasta* (Oxfordien) und *Hoheneggeri* (Neocom) durch die konvexe an Stelle der konkaven Profilline der Unterseite, die zugeschärfte Dorsalkante, den relativ kleineren (besonders schmäleren) Schaft und damit in Zusammenhang das schmälere v-förmige Sillon;

von *H. oblongus* (Lias) durch die größere relative Breite, den stumpfen Scheitelwinkel, das scharfe Dach der Kapuze, die abgerundete, stumpfe, nicht verlängerte Scheitelregion und die Profillinie der Unterseite.

Fundort: Neocom (?) von Méouille (Basses-Alpes), 1 Exemplar, C. G.

---

[1]) Wenn zwischen zwei Arten zwei ganz charakteristische Unterscheidungsmerkmale bestehen, so genügt es wohl, diese anzuführen.

5. *Hadrocheilus Valanginiensis n. sp.*

Taf. XII, Fig. 3 *a—c*.

Diese Art steht morphologisch zwischen *H. Teschenensis* und *costatus*.

Der Schaft übertrifft die Kapuze um ein geringes an Größe. Der Scheitel ist abgekaut, scheint aber überhaupt nur mäßig zugespitzt gewesen zu sein. Die Flanken der Kapuze steigen beiderseits beinahe ebenflächig zur abgerundeten Dorsalkante empor. Diese Form der Kapuze ähnelt sehr derjenigen des *H. Teschenensis*. Der Schaft weist eine breit ⌣-förmige Furche auf, welche von abgerundeten Kanten begrenzt wird. Der verbrochene Hinterrand der Kapuze läßt unter der Lupe die bei *H. Teschenensis* beschriebene und abgebildete, auch bei *H. cf. costatus* beobachtete Faserstruktur erkennen. Die Kapuze ist glatt, während über den Schaft feine Zuwachsstreifen parallel zu den Rändern des Schnabels verlaufen. Die Schaftfurche wird durch die Haftlinie des Mittelflügels in zwei unsymmetrische Längshälften geteilt. Die Unterseite verläuft im Profil vollständig geradlinig, was für diese Art einigermaßen charakteristisch ist. Die Basallinie ist eine feine, gerade, vom Scheitel zum Hinterrande ganz gleichmäßig ausgebildete Rippe. Der apikale Teil der Unterseite zeigt schwach angedeutet quinquecarinate Ausbildung.

Das vorliegende Stück besitzt noch Reste des linken Seitenflügels; man sieht dessen Verdopplung durch Umschlag, wie Textfigur 8 schematisch darstellt.

Unterschiede von den ähnlichsten Formen:

von *H. Teschenensis* (Neocom) durch die ganz verschiedene Ausbildung der Scheitelregion und in Zusammenhang damit die geradlinige Unterseite des ⌣-förmigen Sillons und die mehr abgerundeten Schaftkanten;

von *H. costatus* (Neocom) und *cf. costatus* (Unt. Neoc.) durch den stumpferen Scheitel, die geradlinige Unterseite und viel undeutlichere quinquecarinate Skulptur derselben;

von *H. convexus* durch die geradlinige Unterseite, die abgerundete Dorsalkante und ⌣-förmige Schaftfurche;

von *H. Schlosseri* und *Oosteri* (Neocom) durch den relativ längeren Schaft, den Mangel einer seitlichen Zusammenpressung der Kapuze und die viel schwächer ausgebildete quinquecarinate Skulptur der Unterseite;

von *H. rugosus* (Neocom) durch die ganz verschiedene Skulptur der Unterseite;

von *H. quinquecarinatus* (Neocom) durch die relativ schmälere Gesamtform, den relativ längeren Schaft und die zartere Skulptur der Unterseite.

Fundort: Unteres Neocom von Chichilianne, 1 Exemplar, C. Gr.

6. *Hadrocheilus robustus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 24 *a—c.*

Diese Art ist durch den größten der mir bekannten Nicht-*Nautilus*-Schnäbel repräsentiert. Von Flügelfortsätzen ist zwar nichts zu sehen, dagegen ist der Rhyncholith selbst ausgezeichnet erhalten. Man sieht deutlich, wie er aus mehreren Teilen besteht; so verläuft längs der Seitenkanten eine Art Naht, welche die Deckschicht der Kapuze von der Unterseite trennt (die gleiche Beobachtung konnte auch beim *Rh. convexus* gemacht werden!). Die Deckschicht selbst besteht aus zahlreichen überaus feinen, übereinandergelagerten Lamellen; ich zählte deren 16 unter der Lupe. Von der darunter zu vermutenden Faserschicht (nach Analogie des *Rh. Teschenensis* und *cf. costatus*) sieht man nichts, jedoch ist der Schnabel vorn am Scheitel etwas angebrochen und man kann sehen, daß die Masse unter (respektive innerhalb) der Deckschicht bedeutend weicher ist als die letztere, daß also beim Rhyncholithen tatsächlich ein ähnliches Verhältnis herrscht wie zwischen Schmelz und Zahnbein bei den Zähnen der höheren Tiere. Auch der Schaft ist mit einer Deckschicht überzogen und es scheint, daß diese letztere auch die Unterseite bedeckt.

H. robustus weist mit keinem *Hadrocheilus* eine besondere Ähnlichkeit auf.

Die im Querschnitte flach v-förmige Schaftfurche wird von einem stark eingeprägten Hafteindruck des Mittelflügels sehr unsymmetrisch der Länge nach geteilt; daneben verlaufen von der Naht aus divergierend noch mehrere, jedoch sehr schwach eingeprägte Haftlinien. Die Zuwachsstreifung zeigt sich nur von dem einen stärkeren Hafteindruck merklich beeinflußt, Taf. XII, Fig. 3 *a*, veranschaulicht den Verlauf der Zuwachsstreifen und Haftlinien des Schaftes. Die Kapuze ist ziemlich breit, der Ausschnitt von geringer Tiefe, die Dorsalkante gut abgerundet, beinahe flach und vollständig geradlinig; der Scheitel ist zwar sehr stark abgekaut, scheint aber — nach dem rundlichen plumpen Kauwulst zu urteilen — niemals sehr spitzig gewesen zu sein. Die Unterseite wird von einer dicken, gut abgerundeten Basalrippe halbiert; dieselbe ist im vorderen Drittel breit und wenig erhaben (der bezeichnete Kauwulst), in der Mitte schmäler und höher und verschwindet im letzten Drittel der Schnabellänge; im Profil verläuft sie stark konvex.

Letztere Eigenschaft teilt *H. robustus* nur mit *H. convexus* (Neoc.), von welchem er aber durch die breitere und mehr deprimierte Gesamtform und den stumpferen Scheitel, außerdem auch durch die viel bedeutendere Größe leicht zu unterscheiden ist.

Von allen anderen Arten sind die Unterschiede so auffallend, daß sie nicht erst erörtert zu werden brauchen.

Fundort: Neocom (?) von Méouille (Basses-Alpes), 1 Exemplar, C. G.

7. *Hadrocheilus hamatus n. sp.*

Taf XII, Fig. 6 *a—c*.

Diese Art ist durch den fast hakenförmig[1]) nach abwärts gebogenen Scheitel charakterisiert; es ist dieses Merkmal bei Gattung *Hadrocheilus* ungewöhnlich.

Die Kapuze ist glatt und etwas seitlich komprimiert; die Seitenflächen treffen sich längs der stark gebogenen Dorsalkante in ziemlich spitzem Winkel (oder, mit anderen Worten, im Querschnitt erscheint die Kapuze ziemlich scharf abgeknickt); die Dorsalkante selbst ist jedoch abgerundet. Die Unterseite zeigt im apikalen Teil deutlich quinquecarinate Ausbildung, indem die Seitenkanten etwas nach abwärts gebogen sind und beiderseits der scharfen, feinen Basalrippe noch zwei Rippchen (kleine Falten) zu beobachten sind. Die Profillinie der Unterseite zeigt eine S-förmige Wölbung. Der Schaft ist am vorliegenden einzigen Exemplar der Beobachtung nicht zugänglich.

Dafür aber sind sämtliche wesentlichen Bestandteile eines *Hadrocheilus* zu unterscheiden: Die zarte Deckschicht, welche von der Kapuze auf die hornigen Flügel übergreift und welche, wie man hier sehen kann, in vollständig erhaltenem Zustande auch die Naht des Rhyncholithen (die Grenze zwischen Kapuze und Schaft) verdeckt, weshalb die Messung von l_1 und l_2 nicht in präziser Weise geschehen konnte. Dem Ausschnitte der Kapuze (échancrure) sind noch beide Seitenflügel und der Mittelflügel inseriert; man sieht deutlich die Dreiteilung und Verdopplung des oberen, uns erhaltenen Teiles der Flügel.

Rh. hamatus unterscheidet sich

von *H. Schlosseri* (Neocom) und *Oosteri* (Neocom) durch die stärker gekrümmte Kapuze und den beinahe hakenförmigen Scheitel, den spitzigeren Scheitelwinkel und die geschwungene Profillinie der Unterseite;

von *H. costatus* und *cf. costatus* (Neocom) durch die länglichere Kapuze und deren stärkere Längswölbung, den relativ kleineren Schaft und kleineren Scheitelwinkel;

von *H. longohasta* (Oxfordien) durch den relativ viel kleineren Schaft, den zugespitzten und abwärts gekrümmten Scheitel und kleineren $\sphericalangle\ \alpha$;

von *H. quinquecarinatus* (Neocom) durch die länglichere Gesamtform B/L, die Längswölbung der Kapuze und Hakenkrümmung des Scheitels und durch die viel zartere Skulptur der Unterseite, was allerdings in der geringeren Größe des *Rh. hamatus* mitbegründet sein mag;

von *H. convexus* (Neocom) durch den relativ kürzeren Schaft, die abgerundete Dorsalkante, die quinquecarinate Ausbildung des apikalen Teiles der Unterseite, die Längswölbung der Kapuze und Hakenkrümmung des Scheitels;

---

[1]) Daher der Name.

von *H. rugosus* (Neocom) durch die schmälere Gesamtform, den spitzigeren Scheitel und kleineren Scheitelwinkel, die ganz andere Skulptur der Unterseite, die Wölbung und Hakenkrümmung der Kapuze.

Fundort: Valanginien von Barrême, 1 Exemplar, C. Gr.

8. *Hadrocheilus Schlosseri n. sp.*

Taf. XII, Fig. 4*a–c*.

Diese Art könnte als Typus für die Gattung *Hadrocheilus* gelten.

Die Kapuze ist mäßig ausgeschnitten und glatt. Die Dorsalkante ist im obersten Drittel schwach gewölbt, im mittleren Drittel ihrer Länge geradlinig und im apicalen Drittel stärker gewölbt (siehe Profilansicht). Beiderseits der Mittellinie ist die Kapuze ein wenig eingedrückt; die Dorsalkante selbst weist nahe der Naht eine kleine Eintiefung (Dorsalfurche) auf. Die Unterseite wird von einer zugeschärften Leiste in zwei symmetrische Hälften geteilt; in der hinteren Hälfte wird diese Leiste etwas krummlinig und gleicht eher einer zarten stehenden Falte. Vorn am Scheitel ist die Unterseite sehr deutlich quinquecarinat ausgebildet. Der Schaft kommt der Kapuze an Größe ungefähr gleich und ist, wie bei allen *Hadrocheilus* mit einer medianen Längsfurche versehen, welche von der Naht aus gegen den Hinterrand an Breite und Tiefe zunimmt. Ihr Querschnitt ist ◡-förmig; die Schaftkanten, welche sie begrenzen, sind gut abgerundet.

Das Charakteristische der Art kann wohl in der Form der Schaftfurche und in der kleinen Dorsalfurche gesehen werden.

Interessant ist das vorliegende Exemplar durch die gut erhaltenen Reste der h o r n i g e n F l ü g e l f o r t s ä t z e. Wenn man den Schnabel von rückwärts betrachtet (Textfigur 8), so sieht man, wie diese aus d r e i T e i l e n b e s t e h e n und wie die Seitenflügel innerhalb der échancrure umgebogen, also v e r d o p p e l t sind (wie dies auch beim *Nautilus*-Schnabel der Fall ist; siehe Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 67). Diese Beobachtung konnte zwar auch an manchen anderen *Hadrocheilus* gemacht werden, nirgends aber mit gleicher Deutlichkeit, wie hier. Es ist damit eine wichtige Frage über die Morphologie der Gattung *Hadrocheilus* gelöst. Nach dem Material, welches mir im Vorjahre zur Verfügung stand, konnte ich nur beobachten, daß der „Typus *Rhynchotheutis II*", das ist Gattung *Leptocheilus* dreiteilige Flügel besitzt; diese Gattung aber unterscheidet sich auch sonst von den *Nautilus*-Schnäbeln so sehr, daß an eine Identifizierung mit diesen, auch ohne Kenntnis der Flügelfortsätze, nicht gedacht werden könnte. Die Gattung *Hadrocheilus* aber steht dem „*Nautilus*-Typus" (Abhandl. 1906) viel näher als *Leptocheilus*, daher ist die an *Rh. Schlosseri* gemachte Beobachtung des dreiteiligen Flügelfortsatzes hier noch wichtiger als dort; ein Beweis für die vom *Nautilus*-Rhyncholithen w e s e n t l i c h abweichende Natur der *Hadrocheili*. In Abhandl. 1906 konnte ich die jetzt bestätigte Annahme bloß vermutungsweise nach dem Merkmal der „*Rhynchotheutis*-Furche" (Sillon) machen. Vorliegender *Rh. Schlosseri* zeigt nun auch sehr deutlich, daß

tatsächlich Schaftfurche und Mittelflügel in engster Beziehung zueinander stehen. Man sieht, wie letzterer der Furche genau eingepaßt ist. Hiermit ist der Beweis erbracht, daß der Unterschied von abgerundetem und gefurchtem Schaft wirklich ein wesentliches Merkmal ist und somit für die Systematik der Rhyncholithen (*Nautilus*- und Nicht-*Nautilus*-Schnäbel) von entscheidender Bedeutung sein muß (vergl. Abhandl. 1906, pag. 102/3).

Der vorliegende Schnabel gibt noch weitere Aufschlüsse über den Aufbau eines *Hadrocheilus*. Bei Betrachtung (siehe Taf. XII, Fig. 4 *a*) gewahrt man leicht, daß sich eine dünne Deckschicht von der Kapuze, deren Hinterkanten darunter der Kontur nach erkennbar sind, ununterbrochen über die Flügelfortsätze hinüberzieht. Ich habe keine Belege dafür, zu entscheiden, ob diese Deckschicht der kreidigen Schicht, welche beim rezenten *Nautilus*-Schnabel auf die Hornmasse des Flügels übergreift, entspricht oder ob eine solche kreidige Oberschicht beim fossilen Nicht-*Nautilus*-Schnabel noch außer der bezeichneten Deckschicht vorhanden war. Unmöglich ist die letztere Annahme deshalb nicht, weil jene kreidige Schicht sehr leicht abbröckelt; wohl aber unwahrscheinlich, da ja die genannte Deckschicht des Nicht-*Nautilus*-Schnabels an und für sich genau denselben Zweck erfüllt wie die kreidige Schicht des *Nautilus*-Schnabels, nämlich die bessere Befestigung der Flügelfortsätze. Auch konnte bei der Untersuchung der fossilen *Nautilus*-Schnäbel niemals beobachtet werden, daß die glatte, harte Deckschicht auf die hornigen Flügel übergriffe, dagegen konnten in einem Falle (beim *Rh. Hoffmanni*) noch Spuren der oberflächlichen Kreidemasse gefunden werden. Es scheint also, daß sich *Nautilus*- und Nicht-*Nautilus*-Schnäbel auch durch das Vorhandensein oder Fehlen der kreidigen Oberschicht, respektive durch die Beschränkung der dünnen, aber harten Deckschicht auf den Rhyncholithen oder das Übergreifen dieser Schicht auf die Flügelfortsätze unterscheiden. (Siehe Teil II.)

Vergleiche:

Die ähnlichste Form ist *H. cellensis Dumort.* (Oxf. inf.), von welchem sich *H. Schlosseri* nur durch die geringere Größe und die kleine Dorsalfurche unterscheidet. Dazu kommt der bedeutende Unterschied im geologischen Alter, welcher die Aufstellung einer eigenen Art mitbegründet.

Weitere Unterschiede des *H. Schlosseri*:

Von *H. quinquecarinatus Pict.-Camp.* (mittl. Gault) durch die geringere absolute Größe (nur $^1/_4$), die Dorsalfurche (an Stelle der kleinen Dorsalschwiele beim Vergleichsbeispiel);

von *H. costatus* und *cf. costatus* (Neocom) und *Valangiensis* (Neocom) durch den stumpferen $\sphericalangle$ $\varkappa$, kürzeren Schaft (l_1/l_2), die breiter abgerundeten Schaftkanten, die ⌣-förmige Schaftfurche, die seitliche Kompression der Kapuze und die Dorsalfurche;

von *H. convexus* (Neocom) durch das eben Genannte und durch die kürzere und niedrigere Gesamtform (Annäherung an die *Depressi*-Gruppe!) und die abgerundete Dorsalkante;

von *H. hamatus* (Neocom) durch den stumpferen Scheitel, den Mangel der Hakenkrümmung, die Dorsalfurche und stärkere seitliche Zusammenpressung;

von *H. Oosteri* (Neocom) durch die länglichere und niedrigere Gesamtform, etwas stumpferen Scheitel, besser abgerundete Schaftkanten und die Dorsalfurche;

von *H. Kiliani* (Aptien) durch die seitliche Zusammenpressung der Kapuze, die Dorsalfurche (an Stelle der starken Schwiele beim Vergleichsbeispiel), die abgerundeten Schaftkanten, ferner durch größere relative Höhe und geringere Breite.

Alle anderen *Hadrocheili* der *Compressi*-Gruppe unterscheiden sich sozusagen auf den ersten Blick vom *H. Schlosseri*.

In der Genfer Kollektion fand ich einen kleinen *Hadrocheilus*, welcher vom typischen *H. Schlosseri* nur durch seine geringere Größe und etwas geringere relative Höhe (Dicke) sich unterscheidet. Vielleicht handelt es sich um ein Jugendexemplar des *H. Schlosseri*.

Fundort: Neocom von Cheiron bei Castellane (Basses-Alpes), 1 Exemplar, C. M.; unbekannten Fundorts: 1 Exemplar, C. G.

9. *Hadrocheilus cf. Schlosseri n. sp.*

Ein zweites Stück aus der C. G. und zwei Exemplare der C. Gr. entfernen sich einigermaßen von der Form des *H. Schlosseri* durch eine mehr deprimierte Gestalt und einen flacheren Profilkrümmungswinkel. Da aber die absolute Größe eine beträchtlich geringere ist als beim typischen *H. Schlosseri*, ist es wohl auch möglich, daß man es hier mit einer Jugendform zu tun hat.

Die zu beschreibende Form ähnelt am meisten dem *H. exsecatus*, unterscheidet sich von diesem aber deutlich in der Form des Schaftes, nämlich durch ein viel breiteres Sillon; ferner ist *H. cf. Schlosseri* doch nicht so flach wie das Vergleichsbeispiel, welches ich zur Gruppe der *Depressi* zähle, während *H. cf. Schlosseri* nur als Übergang zu dieser Gruppe angesehen werden kann (vergl. *H/B* bei *exsecatus*, *Schlosseri* und *cf. Schlosseri*). Endlich besitzt letztgenannter Rhyncholith die Andeutung einer Dorsalschwiele.

Was das Verhältnis *H/B* betrifft, so zeigen vier andere Arten von *Hadrocheilus* den gleichen niedrigen Wert von 0·6, jedoch ist bei *H. Theodosiae* (Tithon), *oblongus* (Lias), *gibber* (Neocom) und *Kiliani* (Aptien) das Verhältnis *B/L* ein ganz anderes, was übrigens schon ein vergleichender Blick auf die Abbildungen erkennen läßt.

Andere Unterschiede des *H. cf. Schlosseri* sind:

Von allen soeben nicht genannten *Hadrocheilus* die geringere relative Höhe; ferner

von *H. quinquecarinatus* (Gault) die Dorsalschwiele, der spitzigere ∢ α und unverhältnismäßig geringere Größe;

von *H. hamatus* (Valanginien) der Mangel einer Hakenkrümmung des Scheitels und ganz andere Maßverhältnisse;

von *H. Oosteri* (Neocom) der relativ kürzere Schaft, die breitere Gesamtform und der stumpfere Scheitel;

von *H. Valanginiensis* (Valanginien), *costatus, cf. costatus* (Neocom), *robustus, longohasta* (Oxfordien), *Theodosiae* (Tithon), *cf. gibber* (Neocom) und *gibberiformis* (Neocom) durch den relativ viel kürzeren Schaft u. a.

Fundort: Neocom (?) von Les Blaches bei Castellane, 2 Exemplare, C. G.; unbekannten Fundorts: 1 Exemplar, C. G.

10. *Hadrocheilus rugosus. n. sp.*

Taf. XII, Fig. 7 *a—c.*

Das charakteristische Merkmal ist die Skulptur der Unterseite: die Basalrippe ist im vorderen Teil als auffallend breiter, gut abgerundeter Kauwulst entwickelt, welcher sich auch nach vorn nicht zuspitzt und solchermaßen einen besonders stumpfen Scheitel bedingt; etwa in der Mitte der Länge der Unterseite geht der Wulst unvermittelt in eine dünne, schief nach rechts überliegende Falte über. Infolge dieser Ausbildung der Basalleiste erscheint die Unterseite in zwei sehr unsymmetrische Hälften längsgeteilt.

Die Kapuze ist mäßig ausgeschnitten und vollständig glatt, weil mit der Deckschicht gut überzogen. Die Dorsalkante ist nur im apikalen Drittel stärker gewölbt. Der Schaft ist verhältnismäßig lang und breit, die Schaftfurche ist ziemlich flach und sehr breit, nicht ganz in der Mitte verläuft der Länge nach die Haupthaftlinie des Mittelflügels, der Verlauf der sehr deutlichen Zuwachsstreifen zeigt sich bei sehr genauer Betrachtung von dieser Haftlinie beeinflußt.

Der Erhaltungszustand ist ein sehr guter, da noch viel kohlige Substanz der hornigen Flügelfortsätze erhalten ist. Man sieht, wie Mittelflügel und die beiden Seitenflügel getrennte Stücke bilden (s. Oberseite) und wie wenigstens die Seitenflügel in doppelter Lage, weil umgefaltet der échancrure des Capuchons inseriert sind (s. Unterseite). Die Kapuze selbst ist rechts vollständig, links beinahe vollständig erhalten und man sieht auf der rechten Seite die Kontur der Hinterkante der Kapuze auf der Deckschicht. Letztere reicht, wie auch sonst bei *Hadrocheilus*, über die Kapuze hinaus und hat wahrscheinlich dazu gedient, dem Schnabel innerhalb der Flügelfortsätze einen besseren Halt zu geben.

H. rugosus unterscheidet sich

von allen *Hadrocheilus* durch die Skulptur der Unterseite und den sehr stumpfen Scheitel; noch dazu

von *H. Schlosseri* (Neocom) durch die viel kürzere Kapuze, stumpferen Scheitelwinkel und bedeutendere relative Höhe, ferner auch durch den Mangel einer Dorsalfurche;

von *H. costatus* und *cf. costatus* (Neocom) durch die breitere Gesamtform, besser abgerundete Schaftkanten und die ◡-förmige an Stelle der V-förmigen Schaftfurche;

von *H. convexus* (Neocom) durch all dies, aber auch durch die wohlgerundete Dorsalkante, den relativ kürzeren Schaft und die nicht konvexe Profillinie der Unterseite;

von *H. robustus* durch letztgenanntes Merkmal, spitzigeren ∢ α und geringere relative Höhe;

von *H. Oosteri* (Neocom) durch die weniger zugeschärften Schaftkanten, die breitere Gesamtform und den stumpferen Scheitelwinkel;

von *H. Kiliani* (Aptien) durch den Mangel einer Dorsalschwiele, viel kürzere Kapuze und größere relative Höhe;

von *H. quinquecarinatus* (Gault) durch eine längliche und höhere Gesamtform;

von *H. oblongus* (Lias), *longohosta* (Oxfordien) und *Theodosiae* (Tithon) durch eine breitere Gesamtform und den Querschnitt des Sillons;

von *H. liasinus* (Lias) durch den Mangel einer Dorsalschwiele;

von *H. gibber* (und ähnlichen) durch den Mangel des Höckers der Unterseite u. a.

H. Valanginiensis (Valanginien) ist die dem *H. rugosus* ähnlichste Form und nur durch das für letzteren charakteristische Merkmal, die Skulptur der Unterseite unterscheidbar.

Fundort: Neocom von Cheiron bei Castellane, 1 Exemplar, C. M.

11. *Hadrocheilus quinquecarinatus* (*Pictet et Campiche*) *nov. nom.*

Aus der Genfer Sammlung liegt mir ein Gipsabguß dieses bei Pictet und Campiche (Néocomien des Voirons) schön abgebildeten Rhyncholithen vor. Die treffliche Beschreibung ergänzend wäre nur zu bemerken, daß die eigentümliche Skulptur des apikalen Teiles der Unterseite nicht als charakteristisches Merkmal dieser Art aufgefaßt werden darf, wie der Name glauben machen könnte.

Die vermeinte Skulptur besteht, wie der mir vorliegende Gipsabguß in Ubereinstimmung mit Abbildung und Text bei Pictet et Campiche erkennen läßt, darin, daß der Scheitel auf seiner Unterseite sozusagen aus fünf Rippchen gebildet wird, nämlich der scharf springenden, bis an den Hinterrand des Schnabels reichenden Basalrippe, den beiden etwas nach abwärts gebogenen Seitenkanten der Kapuze und zwei kleinen Rippen, welche von der Scheitelspitze bis zur Mitte der Unterseite reichen. Zwischen diesen Rippchen und der Basalrippe ist die Längseintiefung geringer als zwischen ersteren und den Seitenkanten. Die hiermit beschriebene Skulptur läßt sich an mehreren, sonst vom *H. quinquecarinatus* sehr gut unterscheidbaren Arten beobachten und wurde als beachtenswertes Merkmal unter dem Namen „quinquecarinate Ausbildung" jeweils verzeichnet. Da eine mehr oder minder zugeschärfte Basalleiste und etwas abgebogene Seitenkanten der Kapuze allen *Hadrocheilus* gemeinsam sind, so bleiben als das Charakteristische des quinquecarinaten Scheitels die beiden Rippchen, welche die mediane Längsrippe begleiten. Sie bilden miteinander am Scheitel einen sehr spitzigen Winkel, verlaufen weiterhin parallel mit der Basalleiste und verlieren sich nach hinten allmählich. Bei gewissen Arten ist eine Längseintiefung zwischen ihnen und der Basalrippe undeutlich oder gar nicht vorhanden; dann sieht es aus, als ob die vordere Hälfte der Unterseite durch einen flachen Wulst, dieser selbst wieder von der ihm aufsitzenden Basalrippe halbiert würde; ich bezeichnete diese Skulptur mit „andeutungsweise quinquecarinat ausgebildet" (Beispiel *H. liasinus*).

Vergleiche:

H. quinquecarinatus unterscheidet sich

von *H. Schlosseri* (Neocom) durch den Mangel einer seitlichen Kompression der Kapuze und einer Dorsalfurche, durch den stumpferen Scheitel- und kleineren Profilkrümmungswinkel;

von *H. oblongus* (Lias) durch die viel breitere Gesamtform (*B*/*L*) und den größeren ∢ α;

von *H. Kiliani* (Aptien), der ihm ähnlichsten Art, durch den Mangel einer Dorsalschwiele, etwas größere relative Breite und stumpferen Scheitelwinkel;

von *H. costatus*, *cf. costatus* (Neocom), *longohasta* (Oxfordien), *Theodosiae* (Tithon), *liasinus* (Lias), *Valanginiensis* (Neocom), *hamatus* (Neocom) und *Oosteri* (Neocom) durch die viel deutlicher „quinquecarinate" Ausbildung der Scheitelregion, viel breitere Gesamtform (*B*/*L*), stumpferer ∢ α und relativ kürzeren Schaft (l_1/l_2)[1];

von *H. gibber*, *cf. gibber*, *gibberiformis* (Neocom) durch die viel deutlicher „quinquecarinate" Ausbildung der unteren Scheitelregion und den Mangel eines Höckers der Unterseite;

von *H. Teschenensis* (Neocom), *convexus* (Neocom), *rugosus* (Neocom), *robustus* durch die ganz andere (nämlich quinquecarinate) Unterseite des Scheitels und ganz andere Maßverhältnisse.

Fundort: Mittlerer Gault von St. Croix, 1 Exemplar (Gipsabguß), C. G.

12. *Hadrocheilus longohasta n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 10*a*—*c*.

Das Charakteristikum dieser jurassischen Art scheint in der auffallenden Größe des Schaftes zu liegen. Daher der Name.

Die ähnlichste Form ist der geologisch jüngere *H. Theodosiae* (Tithon); bei *H. longohasta* zeigt aber l_1/l_2 und b_1/b_2 noch exzessivere Werte und ist der Scheitelwinkel etwas stumpfer als bei der eben genannten Art.

Die Dorsalkante ist ziemlich stark gebogen, die Kapuze ein klein wenig seitlich zusammengepreßt, der Scheitel mäßig spitzig und unterseits andeutungsweise quinquecarinat ausgebildet, die Unterseite von der als zarte Rippe entwickelten Basalleiste symmetrisch halbiert, die Profillinie der Unterseite leicht geschwungen; der Schaft besitzt eine wenig eingetiefte breite Furche, die Grenzkanten derselben (Schaftkanten) sind im oberen Teile zugeschärft, in der hinteren Hälfte flach abgerundet, wie die Abbildung („von oben") erkennen läßt.

Die Hinterkanten der Kapuze sind verbrochen, doch sieht man noch kleine Reste der Flügelfortsätze (sowohl Mittel- als auch Seitenflügel) inseriert.

Ein zweites kleineres Exemplar aus derselben Fundschicht unterscheidet sich von dem eben beschriebenen durch etwas besser zuge-

[1] Dazu kommen noch die der Kürze halber weggelassenen, jede einzelne der aufgezählten Arten betreffenden Unterschiede.

schärfte Schaftkanten und durch seine steif-gerade Profillinie der Unterseite. Ich vereinige diese Form mit dem typischen *H. longohasta*, weil die Unterschiede nicht deutlich genug sind, um eine Abtrennung auch nur als *cf.* zu begründen, weil das Exemplar auch absolut kleiner ist, infolgedessen es sich um Wachstumdifferenzen handeln kann und weil die Fundschicht beider Stücke dieselbe ist.

H. longohasta unterscheidet sich

von allen *Hadrocheilus* durch die relative Höhe des Schaftes; dazu noch

von *H. Valanginiensis* (Neocom) durch die etwas länglichere Gesamtform, etwas stärker seitlich komprimierte Kapuze und den größeren ∢ ϰ;

von *H. Theodosiae* (Tithon) siehe oben;

von *H. costatus* und *cf. costatus* (Neocom) durch den stumpferen Scheitel, größeren ∢ ϰ und die seitliche Kompression der Kapuze.

Sicherer ist die Abtrennung der übrigen *Hadrocheilus* von *H. longohasta*, es genügt ein Blick in die Tabelle und auf die entsprechenden Abbildungen.

H. Teschenensis und *convexus* (Neocom) besitzen zwar einen ähnlich prävalierenden Schaft, doch ist bei ersterem die Skulptur der Unterseite, beim letzteren die Ausbildung der Dorsalkante (zugeschärft, beim *H. longohasta* aber abgerundet) eine ganz andere.

Von *H. hamatus* unterscheidet ihn insbesondere die Ausbildung des Scheitels etc.

Mit *H. latus* (Oxfordien) hat *H. longohasta* einen überwiegend großen Schaft gemeinsam, jedoch läßt der bedeutende Unterschied in der Gesamtform beider Arten keine Identifizierung zu.

Fundort: Oxfordien von Vaches Noires (Calvados), 2 Exemplare, C. G.

13. *Hadrocheilus Theodosiae. n. sp.*

Taf. XII, Fig. 8 *a—c*.

Diese Art ist gekennzeichnet durch einen sehr langen und breiten Schaft, eine sehr stark seitlich zusammengepreßte Kapuze und eine unregelmäßig verlaufende, faltenförmige Basalrippe.

Die Dorsalkante ist sanft gebogen und flach abgerundet (beinahe abgeplattet); der Scheitel ist mäßig stumpf und weist eine Andeutung zur Hakenkrümmung auf. Die Schaftfurche ist tief und breit, hat flachen Boden und steile Ränder, eine beinahe **u**-förmige Gestalt. Die Ränder des Schnabels sind scharf nach abwärts gebogen, wodurch die Unterseite konkav aussieht. Die Basalrippe, welche sehr unsymmetrisch verläuft, verschwindet unterhalb der Schnabelmitte, so daß der hintere Teil der Unterseite vollkommen glatt ist; der apikale Teil zeigt andeutungsweise quinquecarinate Ausbildung.

Auf der Kapuze (an der Naht) kann man beim größeren Exemplar (siehe Taf. XII, Fig. 8 *a*) die dunkel gefärbte harte Deckschicht von der viel helleren (gelblich-weißen), weicheren Innenmasse des Rhyncholithen deutlich unterscheiden.

Von der im nachfolgenden beschriebenen *sp. indef.* aus dem Neocom ist *H. Theodosiae* nicht sicher abzutrennen. Anscheinend ist nur die Kapuze hier stärker komprimiert. Auch sonst gibt es einige sehr ähnliche Formen;

von *H. longohasta* (Oxfordien) unterscheidet sich *H. Theodosiae* durch stärkere seitliche Kompression der Kapuze und im Zusammenhang damit auch spitzigeren Scheitelwinkel und durch die unregelmäßig verlaufende Basalrippe;

von allen übrigen *Hadrocheilus* durch die genannten Merkmale und außerdem

von *H. costatus* und *cf. costatus* (Neocom) durch geringere relative Höhe (*H/B*), den stumpferen Scheitel und den ◡-förmigen Querschnitt der Schaftfurche;

von *H. Valanginiensis* (Neocom) hierdurch, durch den stumpferen ∢ z und die länglichere Gesamtform (*B/L*);

von *H. Schlosseri* und *cf. Schlosseri* (Neocom) durch den viel undeutlicher „quinquecarinaten“ und stumpfen Scheitel und durch die länglichere Gesamtform (*B/L*);

von *H. oblongus* (Lias) durch den viel undeutlicher „quinquecarinaten“ und viel stumpferen Scheitel;

von den übrigen *Hadrocheilus* ist *H. Theodosiae* auf den ersten Blick zu unterscheiden.

Fundort: Tithon von Theodosia, Krim, 2 Exemplare, C. M.

14. *Hadrocheilus sp. indef.* (*affin. Theodosiae*).

Taf. XII, Fig. 28.

In der Genfer Sammlung fand ich ein kleines Felsstück, auf welchem die Oberseite eines Rhyncholithen gut herauspräpariert werden konnte. Man erkennt eine der soeben beschriebenen Art sehr ähnliche Form, welche ich nur deshalb nicht direkt identifiziere, weil der geologische Horizont ein verschiedener ist. Allerdings ist auch eine kleine morphologische Differenz vorhanden, indem, wie gesagt, der Scheitelwinkel hier stumpfer ist als beim *H. Theodosiae* (hier ca. 60°, dort 50°), auch der ∢ z scheint hier ein stumpferer zu sein. Auch ein *cf.* schien mir nicht berechtigt, da die Unterseite nicht bekannt ist.

Fundort: Neocom von Voirons. 1 Exemplar, C. G.

15. *Hadrocheilus oblongus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 9*a*—*c*.

Bei der großen Seltenheit liassischer Nicht-*Nautilus*-Schnäbel gewinnt dieses Stück besonderes Interesse. Zittel hat es mit seinem *Rh. liasinus* (s. dort) mit Unrecht vereinigt. Die Unterschiede von dieser Art sind ziemlich bedeutende. Es ist hier vielleicht die günstige Stelle, darauf hinzuweisen, daß man öfters in ein und derselben Fundschicht, ja unmittelbar nebeneinander Rhyncholithen von ganz verschiedener Form findet, während sehr ähnliche Formen oft durch einige geologische Horizonte

zu verfolgen sind. Als Beispiel für ersteres kann gelten, daß mir aus dem Neocom von Voirons ein Gesteinsfragment von einigen Quadratzentimetern Fläche vorliegt, welches einen *Hadrocheilus* der *Compressi*-Gruppe[1]), zwei *Hadrocheilus* der *Depressi*-Gruppe[2]) und einen *Akidocheilus*[3]) herausgewittert erkennen läßt, das sind Arten, welche sicherlich keine allzu nahe Beziehung zueinander haben. Als Beispiel für die zweitgenannte Tatsache diene: *H. longohasta* aus dem Oxfordien, *H. Theodosiae* aus dem Tithon und die unmittelbar vorhergenannte *sp. indef.* aus dem Neocom. Daraus folgt, daß man bei Rhyncholithenbestimmungen sich hüten muß, auf Grund der gleichen Fundschicht oder gar nur des gleichen geologischen Alters allzu flüchtige Identifizierungen vorzunehmen. Übrigens warnt hiervor schon die eminente Seltenheit dieser Fossilien und der Umstand, daß für die Erhaltung der Kiefergebisse ganz andere Bedingungen vorhanden gewesen zu sein scheinen als für die Erhaltung der Schalen (s. II. Teil dieser Abhandlung).

H. oblongus ist eine sehr charakteristisch geformte Art. Das auffallendste ist der Umriß der Kapuze und der Querschnitt der Schaftfurche. Die Kapuze ist nämlich viel länglicher als bei sonst irgendeiner Art; speziell der Scheitel sieht beinahe rüsselförmig verlängert aus. Die Schaftfurche besitzt einen ganz flachen, sehr breiten Boden und ist nur wenig eingetieft, man könnte von einem flachmuldigen Sillon sprechen, welches sich ebensogut vom **v**- wie vom ‿- und **u**-förmigen unterscheidet.

Die Dorsalkante ist gut abgerundet und fast gar nicht gekrümmt (nur das vorderste Fünftel ihrer Länge ist leicht abwärts gebogen). Die Schaftkanten grenzen das Sillon zwar scharf ab, sind aber doch gut abgerundet. Die Unterseite des Schnabels wird von einer im Profil konvex verlaufenden Basalrippe ein klein wenig asymmetrisch halbiert. Der apikale Teil der Unterseite zeigt deutlich quinquecarinate Ausbildung, indem zwei scharf hervortretende Rippchen vorhanden sind, welche die Basalrippe beiderseits begleiten und etwa in der Schnabelmitte ganz unregelmäßig abbiegen und unterhalb der Mitte allmählich verschwinden; die Seitenkanten von Kapuze und Schaft sind ziemlich scharf, aber nur wenig nach abwärts gebogen.

Auf der Kapuze kann man (Ansicht von oben, rechte Hälfte) die Deckschicht und die Schnabelmaße unterscheiden; von Flügelfortsätzen ist nichts vorhanden geblieben.

Vergleiche:

Vor allem seien die Ähnlichkeiten und Unterschiede des *H. oblongus* mit demjenigen Rhyncholithen hervorgehoben, mit welchem Zittel ihn identifiziert hat und mit welchem er in gleicher Schicht gefunden wurde, mit *H. liasinus*:

---

[1]) Der soeben genannte *Hadrocheilus sp. indef.*
[2]) *Hadrocheilus depressus.*
[3]) *Akidocheilus ambiguosimilis.*

H. oblongus ist, wie schon der Name sagt, länglicher (B/L) und weniger hoch (H/B), der Scheitelwinkel spitziger, ∢ ϰ etwas stumpfer als beim Vergleichsbeispiel. Verschieden ausgebildet ist auch die Schaftfurche, indem ihr Querschnitt beim *H. oblongus* viel breiter und flacher ist als beim *H. liasinus.*

Ebenso verschieden ist die Skulptur der Unterseite. Die charakteristischen Längsrippchen des *H. oblongus* fehlen nämlich beim Vergleichsbeispiel, es ist vielmehr bei der Zittelschen Art die sogenannte „andeutungsweise quinquecarinate" Ausbildung der Apikalregion zu beobachten.

Dazu kommt, daß die Profillinie der Unterseite bei dem hier zu beschreibenden Schnabel nur eine leichte Konvexkrümmung aufweist, während die Basalrippe bei *H. liasinus* einen wirklichen Höcker, ähnlich wie bei *H. gibber* u. a. bildet. Auch die Form der Kapuze ist schließlich beiderseits verschieden, da dem *H. oblongus* die gut ausgeprägte Dorsalschwiele des Vergleichsbeispiels gänzlich fehlt, ja im Gegenteil die Dorsalkante gerade oben an der Naht breit abgerundet ist.

Hiermit ist erwiesen, daß zwischen den beiden Schnäbeln so große morphologische Differenzen vorhanden sind, daß eine Artunterscheidung wohlbegründet ist. Allerdings ist *H. oblongus* viel kleiner als *H. liasinus*, jedoch kann ich als Erfahrungstatsache aussprechen, daß die morphologischen Unterschiede zwischen größeren und kleineren Schnäbeln derselben Art niemals bedeutende sind; die charakteristischen Merkmale einer Art sind selbst an eigentlichen Jugendexemplaren deutlich erkennbar, um vieles mehr aber noch bei Stücken, die wie *H. oblongus* doch sensu stricto nicht mehr als solche bezeichnet werden können. Als Belegbeispiele führe ich Arten an wie *H. Teschenensis*, *Theodosiae*, *longohasta*, *depressus*, *gibber* und auch andere Gattungen, wie *Leptocheilus* und *Gonatocheilus*, wo überall nachgewiesen werden konnte, daß sich die Artmerkmale während des Wachstums nicht verändern. Höchstens wird der Profilkrümmungswinkel mit fortschreitendem Wachstum etwas kleiner (*Gonatocheilus*) oder die Profillinie der Unterseite deutlicher ⁀‿-förmig geschwungen (*H. Teschenensis* und *H. longohasta*) oder schließlich die Schaftfurche allmählich flacher und breiter (in dieser Hinsicht wäre es bei *H. liasinus* gerade umgekehrt!). Es besteht somit kaum ein Zweifel, daß *H. oblongus* eine von *H. liasinus* deutlich unterscheidbare Art darstellt.

Weitere Unterschiede des *H. oblongus* sind:

Von allen übrigen bekannten Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln das höhere geologische Alter. Ferner die wie verlängert aussehende Kapuze und die besonders breite und flache Schaftfurche. Außerdem

von *H. longohasta* (Oxfordien) die geradlinige Dorsalkante, die geringere relative Höhe, der relativ kürzere Schaft, spitzigere ∢ α, stumpfere ∢ $\varkappa$ und die viel deutlicher quinquecarinate Scheitelausbildung;

von *H. Theodosiae* (Tithon) der Mangel einer seitlichen Kompression der Kapuze und eine andere Skulptur der Unterseite;

von *H. Valanginiensis* (Neocom), *costatus* und *cf. costatus* (Neocom) durch die geringere relative Höhe, den kleineren Scheitelwinkel und noch relativ breiteren Schaft;

von *H. convexus* (Neocom) durch die gut gerundete Dorsalkante, geringere relative Höhe, den Mangel seitlicher Kompression und den quinquecarinaten Scheitel;

von *H. quinquecarinatus* (Gault) durch die viel länglichere Gesamtform und den stumpferen ∢ $\varkappa$;

von *H. Schlosseri*, *cf. Schlosseri* und *Oosteri* (Neocom) durch die eben genannten beiden Merkmale, den kleineren Scheitelwinkel und die konvex geschweifte Profillinie der Unterseite;

von *H. rugosus* (Neocom) hierdurch und durch den quinquecarinaten Scheitel;

von *H. Teschenensis* (Neocom) durch die viel stumpfere Profilkrümmung (∢ $\varkappa$ 125° gegen 100°) und ganz andere Skulptur der Unterseite;

von *H. hamatus* (Neocom) durch die länglichere und niedrigere Gesamtform und eine anders ausgebildete Scheitelregion.

von *H. Kiliani* (Aptien) durch die viel länglichere Gesamtform, den relativ kürzeren Schaft und den Mangel einer Dorsalschwiele;

von *H. gibber* und ähnlichen (Neocom) durch die länglichere Gesamtform, den Mangel eines Basalhöckers und den viel spitzigeren ∢ $\varkappa$;

von *H. robustus* durch die viel länglichere und viel niedrigere Gesamtform und den viel spitzigeren ∢ α.

Mit *H. latus* (Oxfordien) besitzt *H. oblongus* eine ähnliche flache Form des Sillons, jedoch ist *H. oblongus* länglicher und relativ höher als das Vergleichsbeispiel, welches in die Gruppe der *Depressi* gestellt wurde.

Fundort: Lias von Casteluccio am Monte Catria, 1 Exemplar, C. M.

16. *Hadrocheilus gibber nov. sp.*

Taf. XII, Fig. 14 *a—c*.

Die Charakteristika dieser Art sind eine relativ breite Gesamtform in Verbindung mit geringer Höhe, der große Scheitelwinkel und der Basalhöcker (wonach die Art benannt ist). In bezug auf die beiden erstgenannten Merkmale bildet *H. gibber* einen Übergang zu den *Depressi*; allerdings sind bei dieser Formgruppe die entsprechenden Maßzahlen (besonders H/B) noch viel mehr von den für die *Compressi* gültigen Durchschnittswerten verschieden. Man wird also immerhin *H. gibber* noch in die Gruppe der *Compressi* einzureihen haben.

Die Kapuze ist ziemlich tief ausgeschnitten — auch darin zeigt sich eine Annäherung zum Typus der *Depressi*-Gruppe; die Dorsalkante ist flach abgerundet und verläuft beinahe geradlinig. Von einer seitlichen Kompression der Kapuze ist nichts wahrzunehmen. Die Schaftfurche ist breit v-förmig, aber mit abgerundetem Boden, ihre Grenzkanten sind ziemlich scharf (nur andeutungsweise abgerundet). Die Unterseite wird von der Basalrippe symmetrisch halbiert. Die Ausbildung dieser Basalrippe ist eine sehr auffallende: im apikalen Drittel ihrer Länge ist sie als zarte Rippe entwickelt; bei ge-

nauer Betrachtung kann man auch die beiden begleitenden Längsrippchen sehen, infolgedessen von einer allerdings sehr undeutlich quinquecarinat entwickelten Scheitelregion sprechen. Das zweite Drittel der Länge der Basalrippe nimmt ein Höcker ein, welcher von vorn steil ansteigt, nach rückwärts allmählich verflacht und von der Fortsetzung der genannten zarten Längsrippe halbiert wird. Im hinteren Drittel ist die Basalrippe als sehr zarte, nach der einen Seite übergebogene Falte entwickelt und reicht in unverminderter Stärke bis an den Hinterrand des Schnabels. Diese Art liegt mir in fünf Exemplaren von verschiedener Größe vor, welche sich voneinander in nichts unterscheiden, obwohl das größte Stück mehr als zehnmal größer ist als das kleinste, ein Beweis für die Konstanz der Rhyncholithenform während des Wachstumes.

Vergleiche:

Das so auffallende Merkmal des Basalhöckers hat *H. gibber* außer mit den unmittelbar anschließend zu besprechenden Arten nur mit *H. liasinus Zitt.* gemeinsam. Jedoch unterscheidet er sich von diesem gut durch den tieferen Ausschnitt der Kapuze, die breitere und niedrigere Gesamtform und den Mangel einer Dorsalschwiele. Dazu käme noch der große Unterschied im geologischen Alter in Betracht.

Weitere Unterschiede sind außer der Skulptur der Unterseite noch

von *H. quincecarinatus* (Gault) der relativ längere Schaft und stumpfere ∢ $\varkappa$;

von *H. Kiliani* (Aptien) die breitere Gesamtform, der relativ kürzere Schaft und stumpfere Scheitelwinkel;

von *H. Schlosseri* (Neocom), *cf. Schlosseri* und *Oosteri* (Neocom) die flachere und viel breitere Gestalt;

von *H. rugosus* ebendies, der größere ∢ $\varkappa$ und der viel schärfere Scheitel;

von allen anderen *Hadrocheilus* unterscheidet sich *H. gibber* auf den ersten Blick auch durch den stark verschiedenen Wert für B/L (0·8 gegen 0·6).

Fundort: Neocom von Berrias, 3 Exemplare, C. G.
„ „ „ Les Blaches bei Castellane, 3 Exemplare, C. Gr.
„ ? „ Grès d'Cambridge, Farren, 1 Exemplar, C. G.

17. *Hadrocheilus cf. gibber n. sp.*

Taf. XII, Fig. 13 *a—c.*

Diese Form unterscheidet sich vom typischen *H. gibber* dadurch, daß auch auf der Oberseite ein Höcker vorhanden ist, welcher dadurch gebildet wird, daß der Schaft an der Naht über den Hinterrand emporragt. Ferner ist der Höcker der Unterseite hier nicht so scharf abgegrenzt wie bei der soeben beschriebenen Art; er fällt viel-

mehr nach vorn sanft ab und wölbt sich nach hinten flach empor (vgl. die Profilansichten). Die Scheitelregion ist weniger scharfkantig ausgebildet als beim *H. gibber*. Der Scheitel selbst ist da wie dort gut zugespitzt. Es scheint, daß der Ausschnitt der Kapuze (die échancrure) hier weniger tief ist als beim Vergleichsbeispiel. Schließlich ist *H. cf. gibber* etwas länglicher und höher als die typische Art, neigt daher weniger als diese zur Gruppe der *Depressi*.

Durch den Vergleich dürfte eine vollständige Beschreibung ersetzt sein.

Der Erhaltungszustand des vorliegenden Exemplars ist insofern interessant, als genügend Reste der Flügelfortsätze zu sehen sind, um die Dreiteiligkeit und Umfaltung der einzelnen Flügel an der Anheftungsstelle erkennen zu können; vom Mittelflügel ist nur der untere, unmittelbar der Schaftfurche aufruhende Lappen erhalten; man sieht deutlich, wie genau er sich dieser Furche anschmiegt; rechts, wo ein Stück des Lappens weggebrochen ist, erscheint darunter die Oberfläche des Schaftes, an welcher man parallel zum Hinterrande verlaufende Anwachsstreifen unterscheiden kann.

Bezüglich der Vergleiche genügt wohl der Hinweis, daß sich *H. cf. gibber* von den übrigen *Hadrocheilus* durch seine relative Breite weniger als *H. gibber* unterscheidet (von *H. Kiliani* darin sogar übertroffen wird), dagegen zum Basalhöcker noch der Dorsalhöcker als charakteristisches Unterscheidungsmerkmal hinzukommt.

Fundort: Neocom von Chomerac (Ardèche), 1 Exemplar, C. G.

18. *Hadrocheilus gibberiformis n. sp.*

Taf. XII, Fig. 12 *a—c*.

Der Schnabel ist durch das charakteristische Skulpturelement eines Basalhöckers ausgezeichnet, welches er mit *H. gibber. cf. gibber* und *H. liasinus* gemeinsam hat. Der erstgenannten gleicht die hiermit zu beschreibende Art im allgemeinen sehr gut. Deutliche Unterschiede sind jedoch eine gut ausgebildete Dorsalschwiele und ein stumpferer Scheitelwinkel (70° statt 60°); auch zeigt die Unterseite am Scheitel ausgezeichnet quinquecarinate Ausbildung, welche beim *H. gibber* und *cf. gibber* nur sehr undeutlich vorhanden ist. Die besprochenen drei Merkmale scheinen einen eigenen Artnamen zu bedingen. Ob in dem längeren Schafte ein konstantes Unterscheidungsmerkmal vom *H. gibber* gesehen werden kann, ist ungewiß; der verschiedene Wert für *a/s* (siehe Tabelle) bei den verglichenen Schnäbeln dürfte mit der mehr oder minder vollständigen Erhaltung des Hinterrandes der Kapuze zusammenhängen. Als sicherstes Merkmal zur Abtrennung vom *H. gibber* und *cf. gibber* kann die Dorsalschwiele gelten; sie steht im Gegensatz zur flach abgerundeten Dorsalkante des typischen *H. gibber* und des *cf. gibber*. Gemeinsam ist den eben genannten Arten und den *H. gibberiformis* auch die Form der Schaftfurche mit ihrem breit v-förmigen Querschnitt und annähernd auch relativen Maße (breit und wenig hoch, Annäherung an die Gruppe der *Depressi*).

Einzelvergleiche dürften bei dem so überaus charakteristischen Gepräge dieser Art überflüssig sein; denn selbst vom *H. liasinus*

(Lias), welcher ebenfalls einen Basalhöcker und eine Dorsalschwiele besitzt, unterscheidet sich *H. gibberiformis* durch die geringere Höhe, größere Breite und deutlich quinquecarinate Scheitelausbildung sehr gut (ganz abgesehen von dem großen Unterschied im geologischen Alter).

Fundort: Unteres Neocom von St. Julien, 1 Exemplar, C. Gr.; Valanginien von Chichiliane, 1 Exemplar, C. Gr.

19. *Hadrocheilus liasinus* (*Zittel*).

Unter diesem Artnamen bildete Zittel in Beneckes Beiträgen (Atlas, Taf. XIII) einen Rhyncholithen ab, von welchem der Text nur sagt, daß unter den bekannten Formen keine damit übereinstimme; dazu sind noch die Maße $L = 30$, $B = 20$ *mm* angegeben.

Mir liegen zwei Schnäbel der Gattung *Hadrocheilus* aus ein und derselben Lokalität vor, von welchen der eine, größere das Original von Zittels Abbildung, der andere, kleinere aber eine völlig verschiedene (hier als *H. oblongus* beschriebene) Art ist.

Charakteristika der von Zittel abgebildeten Form, welcher hinfort auch der von Zittel gegebene Name verbleiben soll, sind:

Eine eigentümlich skulpturierte Unterseite, ein langer, starker Schaft mit tief muldenförmigem Sillon und eine deutliche Dorsalschwiele.

Der Verlauf der Profillinie der Unterseite ist auffallend geschweift: vom Scheitel zuerst konkav, in der Mitte des Schnabels sehr stark konvex, im hintersten Teile geradlinig. In der Tat ist auch die Skulptur der Unterseite vorn, mitten und hinten sehr verschieden: Das apikale Drittel zeigt die sogenannte „andeutungsweise quinquecarinate“ Ausbildung, indem wie sonst bei der quinquecarinaten Scheitelausbildung von der Spitze des Scheitels zwei Rippchen rechts und links von der Basallinie vorhanden sind, aber der Raum zwischen zentraler Basalrippe und den beiden Seitenrippen vollständig ausgefüllt erscheint, weswegen es den Anschein hat, als ob die Basalrippe einem flachen Wulst aufgesetzt wäre oder, mit anderen Worten, im vorderen Drittel unterscheidet man einen ziemlich flachen, beiderseits deutlich gegen die Unterseite abgegrenzten und nach hinten sich verbreiternden Wulst, welchen eine zarte Längsrippe symmetrisch teilt. (Man sieht, wie gut es speziell bei Ryncholithenbeschreibungen ist, feste Termini anzunehmen, da sonst langwierige Auseinandersetzungen allzuoft wiederholt werden müßten.)

Das mittlere Drittel der Basallinie stellt eine höckerförmige Verdickung (= Erhöhung) dar, wofür der Terminus Basalhöcker angewandt wurde. Das hinterste Drittel der Unterseite wird durch eine nicht vollkommen geradlinig verlaufende, faltenartig aufgeworfene Längsrippe, welche vom Basalhöcker ausgeht und bis ans hinterste Ende des Schnabels reicht, halbiert. Wulst plus Höcker plus Falte entsprechen zusammen der Basalrippe anderer *Hadrocheilus*.

Der Umriß der Kapuze ist nicht mehr mit Sicherheit rekonstruierbar, doch ist eine schwache seitliche Zusammenpressung in Verbindung mit einer deutlich ausgebildeten Dorsalschwiele (siehe Terminologie im II. Teil) zu erkennen. Die Längskrümmung von l_1

ist sehr gering (die Kapuze im Profil beinahe geradlinig), die Scheitelregion ist stark abgestumpft, was zum Teil durch Abkauen entstanden sein mag. Die Seitenkanten sind scharf nach abwärts gebogen, was eben mit die Scheitelskulptur der Unterseite bestimmt (siehe *quinquecarinatus*). Der Profilkrümmungswinkel ist ziemlich stumpf. Die Schaftkanten fallen nach innen ziemlich steil ab und grenzen die schon erwähnte Schaftfurche scharf ab, nach außen sind sie gut abgerundet. Längs des Sillons sieht man die Haftlinie des Mittelflügels eingeprägt, sie teilt das Sillon in zwei nichtsymmetrische Hälften.

Der Erhaltungszustand des Schnabels ist ein eigentümlicher. Er besteht aus sehr hartem Kieselkalk, auf der Kapuze ist eine der Verkieselung entsprechende Zeichnung konzentrischer Ringe zu beobachten; es scheint, daß hierin die Wachstumsstruktur der Kapuze nachgeahmt ist; denn auch beim *H. Teschenensis* kann man sehen, wie um einen ganz kleinen Kreis an der Naht sich zahlreiche konzentrische Kreise (die Peripherien der darunterliegenden Faserschichten) gruppieren.

Vergleiche:

H. liasinus unterscheidet sich (außer durch sein geologisches Alter) von den nächstähnlichen *Hadrocheilus* folgendermaßen:

von *H. gibber*, *cf. gibber* (Neocom) durch die Dorsalschwiele, bedeutendere relative Höhe (Dicke) und die stärker geschwungene Profillinie der Unterseite; durch die beiden letztgenannten Merkmale auch von *H. gibberiformis* (Neocom);

von allen übrigen *Hadrocheilus* durch die Höckerskulptur der Unterseite und die „andeutungsweise quinquecarinate“ Scheitelskulptur; im einzelnen außerdem:

von *H. costatus*, *cf. H. costatus* und *Valanginiensis* (Neocom) durch den nicht zugespitzten, sondern eher flach zugeschärften Scheitel, stumpferen ∢ $\varkappa$ und die Dorsalschwiele;

von *H. convexus* durch die verschiedenartige Profillinie der Unterseite, breitere und niedrigere Gesamtform und die breite Dorsalschwiele an Stelle der zugeschärften Dorsalkante;

von *H. Schlosseri*, *cf. Schlosseri* und *Oosteri* (Neocom) durch den stumpferen ∢ α, die größere relative Höhe und die Dorsalschwiele;

von *H. quinquecarinatus* (Gault) durch die länglichere und höhere Gesamtform und die Dorsalschwiele;

von *H. longohasta* (Oxfordien) durch die breitere und höhere Gesamtform (B/L, H/B), den relativ kürzeren Schaft, die viel weniger gekrümmte Kapuze und deren Dorsalschwiele;

von *H. Theodosiae* (Tithon) ebenfalls durch B/L und H/B, kürzeren Schaft und stumpferen Scheitelwinkel;

von *H. oblongus* (Lias) durch die Werte, für B/L und H/B, stumpferen ∢ α, den stumpfen Scheitel an Stelle des rüsselförmig verlängerten und die Dorsalschwiele an Stelle der breit abgerundeten Dorsalkante beim Vergleichsbeispiel.

Fundort: Mittlerer Lias von Casteluccio am Mt. Catria, 1 Exemplar, C. M.

20. *Hadrocheilus Kiliani n. sp.*

Taf. XII, Fig. 26 *a—c.*

Ein Rhyncholith der Grenobler Sammlung ragt ebenso durch seine Größe und eigenartige Skulptur wie durch den guten und vollständigen Erhaltungszustand[1]) hervor. Man kann an dem betreffenden Stück viele Einzelheiten der Struktur und Skulptur der Gattung *Hadrocheilus* studieren.

Man sieht, wie weit das eigentliche Capuchon reicht und wie die dünne Deckschicht über die Hinterränder der Kapuze ohne Trennungslinie hinüberzieht und sich oberhalb der (verdeckten) Naht in zwei Lappen gabelt, zwischen welche sich rechts und links — durch Saumrippen getrennt — ein Mittelstück einschaltet, welches den Mittelflügel bedeckt (vergl. Abhandl. 1906, pag. 117, Textfigur 12). Man erkennt ferner, daß es die Deckschicht ist, welche auch die scharf nach abwärts gebogenen Seitenkanten der Kapuze bildet. Wahrscheinlich sind auch die Skulpturelemente der Unterseite (Basalrippe und Nebenrippchen) als Verdickungen der Deckschicht zu betrachten (genauer gesagt, es scheint die Unterseite eine eigene längs der Seitenkanten deutlich von der oberen Deckschicht abgegrenzte Hüllschicht zu besitzen, wie das Studium anderer *Hadrocheilus*, zum Beispiel des *H. convexus* und *H. robustus* erkennen ließen). Man sieht endlich an dem vorliegenden *H. Kiliani* noch die zwischen Kapuze und Schaft inserierten Seitenflügel und den der Schaftfurche genau angepaßten Mittelflügel; Mittel- und Seitenflügel stoßen längs der Schaftkanten aneinander, bilden aber drei getrennte Stücke. Wie überall wo solche Reste erhalten, sind auch hier die hornigen Flügelfortsätze an der Insertionsstelle kragenartig umgeschlagen (vgl. Abhandl. 1906; Textfigur 19 u. 20 und Taf. V, Fig. 67).

Der Umriß der Kapuze ist länglich herzförmig; der Ausschnitt ihres Hinterrandes ziemlich tief; ihre Profillinie (l_1) ist in den beiden oberen Dritteilen geradlinig, im apikalen Drittel aber stark abgebogen. Die Kapuze ist zwar nicht im mindesten seitlich zusammengepreßt, trägt aber längs l_1 eine sehr scharf hervortretende Dorsalschwiele, welche in der Nähe der Naht schmal und hoch, gegen den Scheitel zu immer flacher und niedriger ist. An der Naht selbst (die wirkliche Grenze zwischen Kapuze und Schaft ist durch die Deckschicht verhüllt) spaltet sich die Dorsalschwiele in zwei Rippen (Verdickungen der Deckschicht = Saumrippen), welche nach hinten divergierend, ein Mittelfeld über der Schaftfurche frei lassen. Von letzterer ist trotzdem wenig zu gewahren, da sie von Resten des hornigen Mittelflügels fast vollständig bedeckt ist. Es scheint, daß man es mit einem wenig eingetieften und sehr breiten (flach muldenförmigen) Sillon zu tun hat. Die abgrenzenden Schaftkanten sind breit abgerundet. Die Unterseite zeigt vorn deutlich quinquecarinate Ausbildung. Die mit

[1]) Es wird in den Einzelbeschreibungen ein guter und ein vollständiger Erhaltungszustand voneinander unterschieden; dieser besteht darin, daß möglichst viel von den Flügelfortsätzen erhalten ist, jener darin, daß die Skulpturelemente des Rhyncholithen selbst deutlich unterscheidbar sind.

der Basalrippe annähernd parallelen Seitenrippchen reichen bis ins hintere Drittel der Länge der Unterseite. Die Basalrippe selbst tritt überaus scharf hervor, sie ist bei einer Höhe von einigen Millimetern gut zugeschärft und im Profil eigentümlich geschweift; im hinteren Drittel zeigt sie mehr die Form einer leicht überhängenden Falte. Die Seitenrippchen bilden im Verein mit der Basalleiste eine über die beiderseitige Basis stark vorspringende Längserhebung oder, mit anderen Worten, zwischen den Seitenrippchen und den nach abwärts gebogenen Seitenkanten erscheint die Unterseite ziemlich stark konkav (was man in der Ansicht von unten erkennen kann). Diese beiderseitige Aushöhlung hat aber mit der konkaven Unterseite der Gattung *Leptocheilus* nichts gemeinsam, denn dort reicht eben die Aushöhlung bis zur Decke der Kapuze empor, so daß eine eigentliche Innenmasse des Schnabels gänzlich fehlt, hier aber (*H. Kiliani*) ist die beiderseitige Eintiefung nur eine oberflächliche und, wie überall bei der Gattung *Hadrocheilus*, ein eigentlicher Schnabelkörper vorhanden. Die geringe Höhe und bedeutende Breite dieser Art kennzeichnet eine gewisse Annäherung an die *Depressi*-Gruppe.

Von den typischen Vertretern der *Depressi*-Gruppe unterscheidet sich *H. Kiliani* durch

1. die bedeutende Länge der Kapuze,
2. die größere relative Höhe,
3. den kleineren Profilkrümmungswinkel,
4. die stark geschweifte Profillinie der Unterseite.

H. Kiliani unterscheidet sich von allen übrigen *Hadrocheilus* in angezeichneter Weise. Einzelunterschiede sind:

von *H. quinquecarinatus* (Gault) die länglichere Gesamtform, die Dorsalschwiele, der relativ kürzere Schaft, spitzigere Scheitelwinkel und stärker abgebogene Scheitel;

von *H. hamatus* (Neocom) die Dorsalschwiele und die breitere und niedrigere Gesamtform;

von *H. Oosteri* (Neocom), *Schlosseri* und *cf. Schlosseri* (Neocom) die verschiedene Skulptur der Unterseite und deutlichere Dorsalschwiele.

Von allen anderen Arten ist *H. Kiliani* wohl auf den ersten Blick zu unterscheiden.

Fundort: Aptien von Bourdeaux (Drôme), 1 Exemplar, C. Gr.

21. *Hadrocheilus sp. indef.* (*affin. convexus*).

Taf. XII, Fig. 30.

Die zitierte Abbildung zeigt einen mit der Oberfläche aus dem Gestein herausragenden Rhyncholith, welcher nach seiner Gesamtform, nach der Skulptur des Schaftes und nach den vorhandenen Flügelresten sicher als *Hadrocheilus* zu bezeichnen ist. Da ohne Kenntnis der Unterseite eine sichere Diagnose niemals zu stellen ist, muß ich auf eine Identifizierung oder Neubenennung verzichten.

Der Erhaltungszustand ist ein ziemlich vollständiger, da man von beiden Seitenflügeln und vom Mittelflügel beide Lappen (den

oberen und den unteren, beide durch eine dünne Gesteinszwischenlage getrennt) beobachten kann; auch von der Deckschicht der Kapuze sind verbrochene Reste vorhanden, wenigstens kann man deutlich sehen, wie die Deckschicht über die Hinterkanten der Kapuze hinweg auf die hornigen Flügelfortsätze übergreift und wie diese dünne harte Schicht augenscheinlich dazu gedient hat, den Zusammenhalt von Rhyncholith und Flügel zu festigen. Man sieht ferner, daß Mittel- und Seitenflügel deutlich voneinander getrennt sind, also der Flügelfortsatz dreiteilig ist. Der Mittelflügel ist der Schaftfurche genau eingepaßt, die letztere scheint einen flach muldenförmigen Querschnitt zu besitzen. Der Scheitel scheint ziemlich gut zugespitzt zu sein, die Dorsalkante ist nur wenig gerundet, beinahe als zugeschärft zu bezeichnen. Die échancrure ist ziemlich tief.

Alles in allem dürfte es sich um einen dem *H. convexus* ähnlichen *Hadrocheilus* handeln oder die Form mit dieser Art identisch sein.

Fundort: Neocom von Cret Mory (NO von Châtel St. Denis), Kt. Freiburg, 1 Exemplar, C. Gr.

22. *Hadrocheilus sp. indef. (affin. Hoheneggeri).*

Taf. XII, Fig. 29.

Aus der eben bezeichneten Fundschicht liegt mir noch ein zweiter, fest im Gestein (einem grauen Mergelkalk) steckender Rhyncholith vor, welcher ebenfalls sicher zur *Compressi*-Gruppe der Gattung *Hadrocheilus* zu stellen ist. Es scheint sich aber hierbei um eine von der vorerwähnten verschiedene Art zu handeln, denn die Kapuze ist hier viel schmäler, sehr stark seitlich zusammengepreßt und der Länge nach deutlich gewölbt; der Scheitelwinkel ist sehr klein (ca. 45°), ∢ z etwa 100°. Der Schaft ist etwas länger als die Kapuze und ebenso breit wie diese. Die Schaftfurche ist tief muldenförmig und von scharfen Schaftkanten begrenzt. Die Form hat, von oben betrachtet, mit *H. Hoheneggeri* die größte Ähnlichkeit. Eine Identifizierung ist nicht möglich, da die Unterseite unbekannt ist.

Fundort: Neocom von Cret Mory bei Châtel St. Denis (Kt. Freiburg), 1 Exemplar, C. B.

23. *Hadrocheilus Oosteri n. sp.*

Taf. XII, Fig. 5 *a—c*.

Die nur in einem ziemlich unvollständigen Exemplar vorliegende Art nimmt eine Mittelstellung ein zwischen *H. Schlosseri* und *H. costatus*. Die Kapuze ist länglich, seitlich etwas komprimiert und tief ausgeschnitten (*a/s*), die Dorsalkante nur im apikalen Drittel ein wenig nach abwärts gebogen. Der Schaft besitzt eine flache Furche (Sillon), welche in verschwommener Weise abgegrenzt erscheint, indem deutliche Schaftkanten nicht entwickelt sind. Auf dem Sillon divergieren von der Naht zum Hinterrand einige dünne Linien, welche als Hafteindrücke des Mittelflügels zu deuten sind. Die Profillinie der Unterseite zeigt im apikalen Drittel einen Knick nach abwärts, wodurch eine ähnliche rüsselförmige Gestalt des Scheitels entsteht, wie sie

den *H. costatus* charakterisiert. Die Skulptur besteht bloß aus einer zarten Rippe, welche die Unterseite der Länge nach in zwei symmetrische Hälften teilt. Die Basalrippe sitzt im vorderen Teile auf einem Längswulst, durch welchen der Querschnitt der Unterseite stark konvex erscheinen würde.

Von den Flügelfortsätzen sind nur undeutliche Reste erhalten.

Vergleiche:

H. Oosteri unterscheidet sich

von *H. costatus* (Neocom) durch den spitzigeren Scheitel- und stumpferen Profilkrümmungswinkel und die länglichere Kapuze mit tieferem Ausschnitt;

von *H. cf. costatus* (Neocom) durch die viel geringere relative Höhe und den tieferen Ausschnitt;

von *H. convexus* (Neocom) und *Valanginiensis* durch eine ganz verschiedene Gesamtform und zugespitztere Scheitelregion;

von *H. hamatus* (Neocom) durch die weniger deutliche Hakenkrümmung des Scheitels und die seitliche Kompression der Kapuze;

von *H. Schlosseri* (Neocom) durch den Mangel einer Dorsalfurche (was allerdings auch mit dem Erhaltungszustand zusammenhängen mag), die schwächer gekrümmte Dorsalkante und den besser zugespitzten und etwas nach abwärts gebogene Scheitel;

von *H. cf. Schlosseri* (Neocom) durch die drei letztgenannten Merkmale;

von *H. rugosus* (Neocom) durch den spitzigeren ∢ α und ganz verschiedene Skulptur der Unterseite, insbesondere der Scheitelregion;

von *H. quinquecarinatus* (Gault) durch die länglichere, seitlich zusammengepreßte Kapuze, den relativ längeren Schaft und den Mangel einer deutlich quinquecarinaten Skulptur.

Von den übrigen *Hadrocheilus* unterscheidet sich *H. Oosteri* sofort in auffälliger Weise.

Fundort: Neocom der Stockhornleiten (Kanton Bern), 1 Exemplar, C. Gr.

24. *Hadrocheilus sp. indef.*

Taf. XII, Fig. 27.

Ein kleiner Rhyncholith der Gattung *Hadrocheilus* steckt fest im Gestein. Nur die Oberseite und Profilansicht sind zu beobachten. Die Kapuze ist stark seitlich zusammengepreßt und die Dorsalkante als ziemlich scharfer First entwickelt (ähnlich wie beim *H. convexus*). Der Schaft ist etwas länger und schmäler als die Kapuze, die Schaftfurche ist nur seicht eingetieft und zum Teil noch mit dem Reste des Mittelflügels ausgefüllt, auch von den Seitenflügeln sind noch ansehnliche Fetzen erhalten. Es ist vielleicht interessant zu bemerken, daß das vorliegende Stück die einzige *Hadrocheilus*-Form unter sehr zahlreichen *Goratocheilus* dieser Fundschicht ist.

Fundort: Neocom von Veveyse bei Châtel St. Denis (Kanton Freiburg), 1 Exemplar, C. B.

b) Gruppe der Depressi.

25. *Hadrocheilus depressus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 16 *a—c*.

(*Rhynchotheutis Sabaudianus Pictet-Loriol*, Voirons, Taf. VIII, Fig. 1, non Fig. 2.)

Diese Art soll als Typus der Gruppe gelten.

Die Werte 0·9 für B/L und 0·44 für H/B kommen innerhalb der *Compressi*-Gruppe nirgends vor, ebensowenig 0·62 für a/s, den Ausdruck für die Tiefe des Kapuzenausschnittes. So wie diese Form, weicht eine Reihe von Schnäbeln, welche sonst alle Merkmale der Gattung *Hadrocheilus* besitzen, von den bisher beschriebenen Arten ab:

1. durch eine auffallend geringere Dicke (déprimé),
2. durch einen tieferen Ausschnitt (échancrure); dazu kommt
3. eine geradlinige oder konvexe, niemals aber konkave Profillinie der Unterseite.

Die Kapuze ist glatt, die Dorsalkante der Länge nach leicht gebogen, im Querschnitt zugerundet. Die Scheitelspitze ist mäßig spitz, der Scheitelwinkel 60°. Der Schaft ist verhältnismäßig groß und tief gefurcht. Die Schaftkanten sind zugerundet. Die Unterseite besitzt eine nach beiden Seiten dachförmig abfallende Basalrippe, ihre Profillinie verläuft deutlich konvex, ohne jedoch einen Höcker zu bilden wie bei der folgenden Art.

Mit den Arten der *Depressi*-Gruppe siehe die Vergleiche *H. gibberoides*, von welchen sich *depressus* nur durch den Mangel eines Basalhöckers unterscheidet.

Eine größere Ähnlichkeit besteht auch mit

H. Oosteri, *Schlosseri* und *cf. Schlosseri;* die wesentlichen Unterschiede von diesen Arten sind insbesondere der Maßtabelle II zu entnehmen.

Fundort: Neocom von Voirons, 2 Exemplare, C. G.

26. *Hadrocheilus gibberoides n. sp.*

Taf. XII, Fig. 19 *a—c*.

Als speziell für die Art charakteristisch dürfte die dachförmig nach beiden Seiten abfallende Basalleiste, welche vom Scheitel zum Hinterrand in gleicher Stärke verläuft, und der schwache Basalhöcker zu halten sein. Der Schaft kommt an Größe der Kapuze ungefähr gleich, das Sillon ist sehr flach ◡-förmig mit abgerundeten Grenzkanten. Der geradlinige Verlauf der Profillinie der Unterseite wird durch einen schwachen Höcker in der Mitte unterbrochen. Der Scheitel ist nicht abgebogen, die Dorsalkante fast unmerklich gekrümmt und im Querschnitt abgerundet, der Scheitelwinkel mäßig spitz, ∢ x ziemlich stumpf.

Der Erhaltungszustand der Stücke ist ein ziemlich guter, doch nirgends vollständig, da von den Flügelfortsätzen nirgends mehr Reste zu gewahren sind.

Von den vorliegenden acht Stücken ist $L = 5{\cdot}8$, 6, 8·5, 9, 10, 10·5, 11 und 21·3, es sind also die verschiedensten Wachstumsstadien

vertreten; man kann feststellen, daß sich weder die Maßverhältnisse noch die Skulptur im Verlauf des Wachstums merkbar verändern. Ich habe, so gut es ging, alle Stücke gemessen, wobei es sich zeigte, daß die Werte für B/L nur zwischen 0·8 und 0·9, jene für H/B beinahe gar nicht differierten. Nur die Profilkrümmung scheint mit zunehmender Größe des Schnabels steiler zu werden, er beträgt für die kleinsten Stücke 135°, dann 130° (bei $L = 10$ und 11 *mm*), bei dem größten Exemplar (s. Tabelle) ist er 120°. Der Scheitelwinkel ist vom kleinsten bis zum größten Stück konstant 60°. Auch die charakteristische Skulptur der Unterseite ist schon an den kleinsten Exemplaren deutlich ausgebildet. Die hiermit besprochene Erfahrungstatsache ist nicht unwichtig, weil man nur in den seltensten Fällen eine Kollektion von Stücken derselben Art (auch aus derselben Fundschicht stammend) zur Untersuchung bekommt und weil es durch das erfahrene Resultat wahrscheinlich gemacht wird, daß man zwei verschieden große und verschieden geformte Schnäbel als verschiedene Arten fassen soll.

In Anbetracht der bezeichnenden Schaftfurche (Sillon), der relativ bedeutenden Größe des Schaftes, der ungeknickten Unterseite, der Ausbildung der Scheitelregion und der Skulptur der Unterseite müssen *H. gibberoides* und die ihm ähnlichen Schnäbel zur Gattung *Hadrocheilus* gestellt werden. Die Unterscheidungen von den anderen Gattungen sind im Anschluß an die Einzelbeschreibungen der Gattung *Hadrocheilus* besprochen.

H. gibberoides unterscheidet sich von allen übrigen Vertretern der *Depressi*-Gruppe durch den Basalhöcker, außerdem

von *H. Silesiacus* (Neocom) (Abhandl. 1906) durch die besser ausgeprägte Schaftfurche, den mehr zugespitzten Scheitel, weniger wulstförmige, sondern mehr dachförmig zugeschärfte Basalrippe und den Mangel einer Dorsalschwiele. Ferner ist *H. depressus* tiefer ausgeschnitten, breiter und weniger hoch als das Vergleichsbeispiel.

von *H. squammatus* (Neocom) (Abhandl. 1906) und *cf. squammatus* (Neocom) durch die viel tiefere échancrure, den gerade abgestutzten Hinterrand des Schaftes, kleineren $\sphericalangle\, \varkappa$, stumpferen $\sphericalangle\, \alpha$ und die breitere Gesamtform (H/B).

Unsicher ist die Unterscheidung von *H. cf. depressus* (Tithon); eine Verschiedenheit besteht allerdings im geologischen Alter, morphologisch könnte man nur die tiefere échancrure (s. a/s) und die etwas exzessiveren Werte für B/L und H/B als Charakteristika des *H. depressus* halten.

Von *H. exsecatus* (Kreide) unterscheidet sich die zu beschreibende Art durch die Skulptur der Unterseite, vielleicht auch durch die viel bedeutendere absolute Größe;

von *H. Escheri* (Oxfordien) im geologischen Alter und durch die bedeutendere absolute Größe; sichere morphologische Unterschiede lassen sich infolge der unvollkommenen Erhaltung des Vergleichsbeispiels nicht festlegen;

von *H. latus* (Oxfordien) durch den zugespitzteren Scheitel, die verschieden geformte Schaftfurche, relativ größere Kapuze und geringere Dicke.

Über die mir nur aus Abbildungen bekannten Formen dieser Gruppe siehe die zusammenfassenden Vergleiche im folgenden.

Durch das Merkmal des Basalhöckers ähnelt *H. gibberoides* einigen Vertretern der *Compressi*-Gruppe (*H. gibber*, *cf. gibber*, *gibberiformis*), unterscheidet sich aber von diesen durch die viel geringere Dicke (Höhe) des Schnabels.

Fundort: Neocom von Voirons, 8 Exemplare, C. G.

27. *Hadrocheilus cf. gibberoides n. sp.*

Taf. XII, Fig. 15 *a—c*.

Das vorliegende Exemplar ist allseits so stark abgewetzt, daß eine sichere Identifizierung oder Abtrennung vom typischen *H. gibberoides* nicht erfolgen konnte. Man sieht, daß die Kapuze tief ausgeschnitten, die Dorsalkante beinahe geradlinig ist und die Skulptur der Unterseite ähnlich wie beim *H. gibberoides* aus einer ziemlich breiten, gegen außen etwas zugeschärften, in der Mitte ihrer Länge konvex verlaufenden Basalrippe zu bestehen scheint, ein eigentlicher Basalhöcker ist (wahrscheinlich infolge der starken Erosion des Fossils) nicht sicher nachzuweisen. Von Flügelfortsätzen ist nichts zu sehen, die dunklen Partien innerhalb der Lappen der Kapuze sind Gesteinsmasse.

Fundort: Diphyakalk (Tithon) von Brentano, 1 Exemplar, C. M.

28. *Hadrocheilus exsecatus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 17 *a—c*.

Das Artcharakteristikum liegt in der Skulptur der Unterseite. Der kleine Schnabel ist stark von oben nach unten zusammengedrückt (déprimé), die Kapuze glatt und ziemlich tief ausgeschnitten, der Scheitel mäßig spitz, die Dorsalkante im Querschnitte abgerundet, der Länge nach geradlinig. Die Unterseite zeigt eine eigenartige Skulptur; die Basalleiste ist als ein nach außen zugeschärfter Wulst ausgebildet, welcher nur bis zur Schnabelmitte reicht, die hintere Hälfte der Unterseite ist konkav und entbehrt einer teilenden Längsskulptur. Der Schaft ist ebenso lang und fast ebenso breit wie die Kapuze, besitzt eine breit muldenförmige, wenig eingesenkte Furche, welche von den deutlich hervortretenden Schaftkanten scharf abgegrenzt ist. Quer über den Schaft verläuft parallel zum Hinterrande des Schnabels eine zarte Zuwachsstreifung.

Zur Abbildung muß bemerkt werden, daß die rechte Hälfte der Kapuze die wirkliche Hinterkante der Kapuze erkennen läßt, während die linke Hinterkante nur der Kontur nach auf der sie überziehenden Deckschicht sichtbar ist. Man sieht, daß hier wie auch bei den Formen der *Depressi*-Gruppe eine zur festeren Stütze der hornigen Flügelfortsätze dienende Deckschicht vorhanden ist. Sie bildet auch hier die etwas nach abwärts gebogenen Seitenkanten der Kapuze.

Wenn auch, wovon später ausführlich die Rede ist, in der teilweisen Aushöhlung der Unterseite eine Annäherung an die Gattung

Leptocheilus gesehen werden könnte, so ist doch *H. exsecatus* hiervon sehr gut unterschieden sowohl durch die Größe seines Schaftes, die Stärke (Festigkeit) seines Scheitels und die Skulptur der Unterseite als auch durch seinen von der Gattung *Leptocheilus* verschiedenen Aufbau.

Vergleiche:

H. exsecatus unterscheidet sich von allen ähnlichen Arten durch die Skulptur der Unterseite, außerdem

von *H. squammatus*, *cf. squammatus* und *Silesiacus* (Neocom) (Abhandl. 1906) durch die breitere und flachere Gesamtform.

Schließlich möge auf die Ähnlichkeit dieser Art mit *Rh. monasteriensis* (*Marck*) hingewiesen werden.

Fundort: Kreide von Rinkerode, Harz, 1 Exemplar, C. M.

29. *Hadrocheilus cf. squammatus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 20 *a—c*.

Aus der Lokalität „Les Blaches près Castellane“ enthält die Genfer Sammlung verschiedene kleine schlecht erhaltene Rhyncholithen, deren Einzelbeschreibung sich nicht verlohnt, weil der Erhaltungszustand zu sehr die Artcharaktere entstellt hat. Nur ein Exemplar ist einigermaßen mit dem in Abhandl. 1906 beschriebenen und abgebildeten *H. squammatus* (*Hohenegger*) vergleichbar; es sieht dieser Art sehr ähnlich mit seiner flachen Gesamtform, relativ kleinen Kapuze, schwach gewölbter Dorsalkante und seinem sehr stumpfen Scheitel. Die Unterseite ist durch eine Längsleiste in zwei symmetrische Hälften geteilt, der Hinterrand, wie beim typischen *squammatus*, zweispitzig. Die Schaftfurche ist sehr deutlich und besitzt breit v-förmigen Querschnitt. Sowohl auf dem Schaft als auch auf der Kapuze ist die Zuwachsstreifung sehr deutlich; dies darf zwar nicht unmittelbar als Artcharakteristikum aufgefaßt werden, da, wie wiederholt bemerkt wurde, die Deutlichkeit der Wachstumsstreifung zum Teil auch vom Erhaltungszustand abhängt (ob mehr oder weniger von der glatten Deckschicht noch vorhanden ist u. a.); bezüglich dieser Art ist es aber bemerkenswert, daß auch der typische *H. squammatus* eine solch auffallende Anwachsstreifung aufweist (welche zum Artnamen Veranlassung gegeben hat); es scheint also, daß doch manche Rhyncholithen mehr, manche weniger günstig beschaffen sind, die Streifung hervortreten zu lassen.

Vergleiche:

H. cf. squammatus unterscheidet sich vom *H. squammatus* (Neocom) (Abhandl. 1906) durch den seichteren Ausschnitt der Kapuze und die zartere Skulptur der Unterseite. Ob diese Merkmale zu einer sicheren Artabtrennung berechtigen, ist zweifelhaft;

von *H. Silesiacus* (Neocom) durch die länglichere Gesamtform, den weniger tiefen Ausschnitt, den zweispitzigen Hinterrand des Schaftes, die tiefere und breitere Schaftfurche, den Mangel einer

Dorsalschwiele und die feinere Skulptur der Unterseite (zarte, faltenähnliche Rippe an Stelle des Basalwulstes des Vergleichsbeispiels);

von *H. depressus* (Neocom) und *cf. depressus* (Tithon) durch die viel seichtere échancrure, die etwas andere Skulptur des Schaftes, verschiedene Skulptur der Unterseite (mit leicht konkaver Profillinie an Stelle der konvexen des *H. depressus*) und den stumpferen Scheitel;

von *H. exsecatus* (Kreide) durch die mehr längliche Gesamtform, den relativ längeren und breiteren Schaft und die ganz verschieden skulpturierte Unterseite;

von *H. Escheri Oost.* (Oxfordien) kann nur die schwach konkave Profillinie der Unterseite an Stelle der konvexen des *H. Escheri* als sicheres Unterscheidungsmerkmal angeführt werden.

Fundort: Neocom von Les Blaches bei Castellane, 1 Exemplar, C. Gr.

30. *Hadrocheilus latus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 25 *a—c*.

Diese Art ist von allen übrigen durch exzessiv großen (besonders breiten) Schaft auffallend verschieden; infolge der geringen relativen Höhe und des tiefen Ausschnittes muß sie zur *Depressi*-Gruppe gestellt werden.

Die Kapuze ist der Länge nach kaum merklich gebogen, an Stelle einer Dorsalkante ist eine breite und flache, aber doch sehr deutliche Dorsalschwiele entwickelt. Die Mittellinie der Kapuze (l_1) ist sehr kurz, dagegen reichen die Seitenkanten weit nach rückwärts, sie verlaufen geradlinig und begrenzen die beiden spitz zulaufenden Zipfel der Kapuze von außen. Ob die innere Grenze dieser Zipfel am Stücke erhalten ist, kann nicht sicher ausgesagt werden. Jedenfalls fehlt die sonst bei *Hadrocheilus* von der eigentlichen Kapuze auf den Schaft übergreifende Deckschicht; bei vollständiger Erhaltung würde diese wohl einen guten Teil des Schaftes bedecken, wie es analog beim *H. hamatus* oder *H. Kiliani* zu sehen ist. Der Scheitel ist ganz abgestumpft und war es wohl schon von Natur aus, wie Dorsalschwiele und Basalwulst anzeigen. Der Schaft übertrifft an Länge und Breite die Kapuze (was sonst nur noch bei *H. longohasta* vorkommt). Auffallend ist auch die sehr flache, wenig eingetiefte (flachmuldenförmige) Schaftfurche, welche nur mit dem Sillon des *H. oblongus* Ähnlichkeit hat. Parallel zum Hinterrande verlaufen grobe Zuwachsstreifen; von der Naht aus divergieren einige deutliche Haftlinien; die auffallendste (die Haupthaftlinie des hornigen Mittelflügels) endet am Hinterrande in einer kleinen Zacke, welche von allen älteren Zuwachsstreifen längs der Haupthaftlinie vorgebildet erscheint.

Die Schaftfurche wird beiderseits von den sehr scharf ausgeprägten Schaftkanten begrenzt. Oben an der Naht ist noch ein kleiner Rest der Deckschicht erhalten, welche, wie beim *H. Kiliani*, von der Naht ab der Teilung der Flügelfortsätze entsprechend dreiteilig wird.

Die Unterseite wird von einer leicht konvex verlaufenden Basalrippe ziemlich symmetrisch längsgeteilt, die Rippe ist nur im mittleren Teile scharf ausgeprägt, nach hinten geht sie in eine schwache

liegende Falte über, nach vorn verflacht sie zur vollständig stumpfen Scheitelregion. Die Mittelzacke des Hinterrandes ist auch von der Unterseite zu sehen. Der Profilkrümmungswinkel ist sehr stumpf. Die relativen Maßzahlen entsprechen den für die *Depressi*-Gruppe charakteristischen Werten. Das auffallende Überwiegen (an Größe) des Schaftes über die Kapuze darf, wie wiederholt bemerkt, nicht als wichtiges Merkmal betrachtet werden, da das Größenverhältnis l_1/l_2 und b_1/b_2 bei allen Rhyncholithengattungen am wenigsten konstant ist, es schwankt selbst innerhalb ein und derselben Art oft um ein beträchtliches, was um so auffallender ist, als a/s, B/L und H/B gut konstante Verhältniswerte darstellen. Es ist vielleicht nicht unwichtig, hier auch auf ein genaues Messen von l_1 und l_2 hinzuweisen: l_1 bezeichnet die Mittellinie der Kapuze vom Scheitel zur Naht, diese letztere aber ist oft — so auch an vorliegendem *H. latus* — durch einen Rest der Deckschicht verdeckt und sie ist dort anzunehmen, wo sich die beiden Schaftkanten treffen; die Stelle ist in Fig. 25 *a* (Taf. XV) mit einem dunklen Punkt bezeichnet. An Stücken, wo die Naht nicht sichtbar und auch nicht genau konstruierbar ist, kann man auch l_1/l_2 nicht messen (z. B. *H. hamatus*).

Von den hornigen Flügeln sind an vorliegendem Stücke bedeutende Reste der beiden Seitenflügel erhalten; sie sind wie überall zwischen Kapuzenlappen und Schaft eingeklemmt und oben umgefaltet (wie die Ansicht von unten gut erkennen läßt). Die Flügel sind — entsprechend der Gattung *Hadrocheilus* — fest und dick. Vom Mittelflügel, welcher der échancrure inseriert war, ist nichts mehr vorhanden.

Vergleiche:

H. latus unterscheidet sich von allen Formen der *Compressi*-Gruppe durch seine geringe relative Höhe, den stumpfen $\sphericalangle\ \varkappa$ und die tiefe échancrure (vergl. a/s), außerdem durch den großen Schaft von allen außer *H. longohasta* und durch die flachmuldige Schaftfurche von allen außer *H. oblongus* (es mag bemerkt werden, daß hierin eine Beziehung dieser beiden Arten zur Gattung *Gonatocheilus* nicht gesehen werden kann, da die Eintiefung der Furche bei den genannten Arten doch viel deutlicher, zudem der Umriß des Schaftes ein ganz anderer ist als bei Gattung *Gonatocheilus*, nämlich ein lang gleichschenkeliges Dreieck anstatt eines gleichseitigen). Alle weiteren Unterschiede von den einzelnen *Compressis* können wohl übergangen werden.

H. latus unterscheidet sich von allen *Depressis* durch die flache Form des Sillons, die Dorsalschwiele und den dreizackigen Hinterrand, außerdem

von *H. depressus* und *gibberoides* (Neocom) durch die etwas größere Dicke, etwas länglichere Gesamtform, den viel stumpferen Scheitel und relativ breiteren Schaft (von *gibberoides* außerdem durch die Profillinie der Unterseite);

von *H. cf. gibberoides* (Neocom) durch die drei letztgenannten Merkmale;

von *H. exsecatus* (Kreide) durch all dies und die konvexe Profillinie der Unterseite;

von *H. squammatus* und *cf. squammatus* (Neocom) insbesondere durch die breitere Gesamtform;

von *H. Escheri* (Oxfordien) insbesondere durch die viel bedeutendere absolute Größe und durch das Überwiegen des Schaftes über die Kapuze;

von *H. Silesiacus* (Neocom) hierdurch und durch die Skulptur der Unterseite.

Fundort: Oxfordien von Baudebuche bei Sisteron, 1 Exemplar, C. Gr.

31. *Hadrocheilus Escheri* (*Ooster*).

Ein Vergleich der Originale Oosters mit den Abbildungen in seinem „Cephalopoden" ergibt die Unmöglichkeit der Verwendung dieser Abbildungen zu Vergleichszwecken; denn erstens sind die Originalstücke selbst größtenteils so schlecht erhalten, daß man darauf neue Arten nicht begründen kann, und zweitens sind die Abbildungen den Originalen absolut unähnlich. Die Beschreibung Oosters ergeht sich in Allgemeinheiten, ohne die charakteristischen Artmerkmale zu treffen. Ich bin aber nicht imstande, solche mit Sicherheit aufzustellen.

Der eigene Artname gründet sich insbesondere darauf, daß aus mitteljurassischen Schichten kein ähnlicher *Hadrocheilus* bekannt und der Name bereits vorhanden ist. Daß es sich um einen *Hadrocheilus* handelt, lassen die deutlichen Schaftfurche, die „Massigkeit" des Schnabels trotz ihrer Kleinheit und die gemessenen Größenverhältnisse deutlich erkennen. Der kleine Wert für H/B und die steif geradlinige Unterseite deuten darauf hin, daß wir *H. Escheri* der *Depressi*-Gruppe zuzuweisen haben.

Von dem größeren der beiden vorliegenden Stücke steckt die Oberseite fest im Gestein, weshalb sich zur Beschreibung nur das kleinere Exemplar eignet.

Die Kapuze ist mäßig tief ausgeschnitten, scheint aber nicht vollständig erhalten zu sein (daher a/s der Tabelle in Klammer); die Dorsalkante ist sanft gebogen, der Scheitel mäßig spitz; die breite und tiefe Schaftfurche ist von zwei abgerundeten Kanten begrenzt. Die Unterseite wird von einer zarten Basalrippe symmetrisch halbiert, diese verläuft vom Scheitel bis zum Hinterrand, ist in der Mitte ihrer Länge etwas angeschwollen, wodurch eine konvexe Profillinie der Unterseite bedingt wird.

Das Exemplar von Chérésolletaz besitzt genau dieselbe Skulptur der Unterseite, stammt auch aus demselben geologischen Horizont, darf also wahrscheinlich mit dem beschriebenen *H. Escheri* identifiziert werden.

Vergleiche:

H. Escheri dürfte sich von den übrigen Vertretern der *Depressi*-Gruppe folgendermaßen unterscheiden:

von *H. squammatus* und *cf. squammatus* (Neocom) durch die breitere und flachere Gesamtform, den relativ kürzeren Schaft

($l_1 = l_2$), stumpferen Scheitelwinkel und die konvexe Profillinie der Unterseite;

von *H. Silesiacus* (Neocom) durch die geringere absolute Größe, viel zartere Skulptur der Unterseite und den Mangel einer Dorsalschwiele;

von *H. depressus* und *cf. depressus* durch die geringere, absolute Größe und wahrscheinlich auch durch den viel geringeren Ausschnitt der Kapuze;

von *H. exsecatus* (Kreide) durch die Skulptur der Unterseite.

Fundort: Oxfordien von Sulzgraben, Stockhornkette, Kt. Bern, 1 Exemplar, C. B; Chérésolletaz, Kt. Freiburg, 1 Exemplar, C. B.

c) Gruppe der Proceri.

Einige Schnäbel der Gattung *Hadrocheilus* weichen durch ihre auffallend längliche und flache Gesamtform, die stark konkave Profillinie der Unterseite und den kleinen Scheitelwinkel von den bisher beschriebenen Vertretern der Gattung ab. Genauere Vergleiche in den Einzelbeschreibungen.

32. *Hadrocheilus procerus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 21 *a—c*.

Die Kapuze ist lang und schmal, der Scheitelwinkel 45°, die Wölbung der vollkommen abgeflachten Dorsalkante unmerklich (l_1 verläuft fast geradlinig) und nur im apikalen Drittel der Länge angedeutet. Der Hinterrand der Kapuze ist in solchem Grade verbrochen, daß sich über die Tiefe und Form des Ausschnittes nichts aussagen läßt. Parallel zu den etwas konkav verlaufenden Seitenkanten (siehe Ansicht von oben) bemerkt man eine deutliche Streifung, welche wohl als Zuwachsstreifung zu deuten ist. Sie verläuft quer über den Schaft und deutet hier eine ähnliche Lamellenstruktur an, wie sie bei *H. Teschenensis* beobachtet werden konnte (siehe Textfigur 2). Die Schaftfurche ist sehr flach v-förmig und wird von zwei ziemlich scharfen Kanten begrenzt. Die Profillinie der Unterseite erscheint infolge der nicht allzu stumpfen Profilkrümmung der Oberseite und der sanft angedeuteten Abknickung der Scheitelregion auffallend konkav gekrümmt. Die Skulptur der Unterseite besteht in einer medianen Längsleiste, welche sich nicht als eine eigene Rippe abhebt, sondern nur als dachförmige Zuschärfung der Unterseite selbst erscheint. Ihr hinteres Drittel ist vollkommen flach und glatt.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß *H. procerus* der Gattung *Hadrocheilus* zuzuzählen ist, da er die wesentlichen Merkmale dieser Gattung erkennen läßt; speziell die Schaftfurche, die „massige“ Struktur und die (aus der Tabelle ersichtlichen) Maßverhältnisse. Er unterscheidet sich aber von allen Vertretern der *Compressi*-Gruppe durch

1. die geringere relative Breite (B/L),
2. die geringere Höhe, was aber in dem Maßverhältnis L/B deshalb nicht zum Ausdruck kommt, weil eben B auch sehr klein ist (siehe unter H/L),

3. den spitzigen Scheitelwinkel,
4. die stark konkave Profillinie der Unterseite;

von allen Vertretern der *Depressi*-Gruppe durch

1. die viel geringere relative Breite (0·5 gegen 0·8),
2. das Maßverhältnis H/B (0·66 gegen 0·5),
3. den spitzigeren Scheitelwinkel,
4. die stark konkave Profillinie der Unterseite.

Der Unterschied in der Gesamtform zwischen einem Vertreter der *Compressi*- oder *Depressi*-Gruppe tritt in einem Maßverhältnis am deutlichsten hervor, welches, weil es sonst neben H/B überflüssig wäre, nicht in die Tabelle aufgenommen wurde, in dem Verhältnis der Höhe (Dicke) zur Länge des Schnabels. Bei *H. procerus* ist $H/L = 0·34$, welch niedriger Wert sonst bei keinem *Hadrocheilus* berechnet wurde (H/L ist bei *H. costatus* 0·43, *quinquecarinatus* 0·5, *Theodosiae* 0·37, *gibberiformis* 0·51, *depressus* 0·4 etc.).

H. procerus unterscheidet sich außer durch das einleitend bezeichnete Merkmal der konkaven Profillinie der Unterseite und durch den besonders spitzen Scheitelwinkel (α) im einzelnen noch

von *H. costatus* (Neocom) durch die länglichere und niedrigere Gesamtform und weniger gekrümmte Dorsalkante. Jedenfalls ist *H. costatus* die dem *H. procerus* ähnlichste *Hadrocheilus*-Art;

von *H. cf. costatus* (Neocom) durch die eben bezeichneten Unterschiede in noch erhöhtem Maße;

von *H. Valanginiensis* (Neocom) durch die viel schmälere und niedrigere Gesamtform (besonders der Kapuze) und den viel mehr ausgedünnten Scheitel;

von *H. cf. Schlosseri* und *Oosteri* (Neocom) durch ebendies und den Mangel einer seitlichen Zusammenpressung der Kapuze;

von *H. Schlosseri* (Neocom) durch ebendies und den Mangel einer Dorsalfurche;

von *H. hamatus* (Neocom) durch die länglichere und niedrigere Gesamtform und den Mangel einer eigentlichen Hakenkrümmung der Kapuze;

von *H. longohasta* (Oxfordien) durch den relativ kürzeren Schaft, die ganz anders geformte Kapuze und Scheitelregion und die zugeschärften Schaftkanten;

von *H. Theodosiae* (Tithon) durch den Mangel einer seitlichen Zusammenpressung der Kapuze, den relativ kürzeren Schaft und die dünnere Spitze;

von *H. longohasta* (Lias) durch die geringere Höhe, verschiedene Schaftskulptur und ausgedünnte Spitze.

Von allen übrigen Vertretern der *Compressi*-Gruppe sind die Unterschiede noch auffallender. Bemerkt sei noch, daß das Merkmal der nicht quinquecarinaten Scheitelausbildung in die gegebenen Vergleiche deshalb nicht einbezogen wurde, weil diesbezüglich vielleicht der Erhaltungszustand eine Rolle spielt, insofern die quinquecarinate

Skulptur bei *H. procerus* auch erodiert sein kann, da seine Unterseite in der Tat nicht ganz gut erhalten ist.

Fundort: Neocom von Méouille, 1 Exemplar, C. G.

Anmerkung: In der C. M. fand ich einen aus der Kreide der Umgebung des Thuner Sees stammenden, sehr unvollständig erhaltenen Rhyncholithen, welcher vielleicht mit *H. procerus* identisch ist, wenigstens spräche der sehr spitze Scheitelwinkel und die ähnliche Skulptur der Unterseite dafür. Vom Schaft ist nichts erhalten.

33. *Hadrocheilus cf. procerus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 22 *a—c*.

Die hiermit zu besprechende Rhyncholithenform gleicht im allgemeinen dem *H. procerus*, weicht aber in der Skulptur einigermaßen von ihm ab. Die Unterseite besitzt nämlich beim *cf. procerus* eine zarte Rippe vom Scheitel bis zum Hinterrand und im apikalen Teile noch zwei unregelmäßig auslaufende Rippchen; „quinquecarinat“ kann man diese Scheitelausbildung aber deshalb nicht nennen, weil die hierbei vorhandenen Randrippen bei dieser Art fehlen, indem die Seitenkanten der Kapuze nicht nach abwärts gebogen sind (s. Ansicht von unten). Ein Unterschied vom typischen *H. procerus* sind auch die relativ größere Länge der Kapuze (l_1) und der breitere, eckig abgegrenzte Hinterrand des Schaftes. Über die Tiefe des Ausschnittes kann infolge der mangelhaften Erhaltung des Hinterrandes der Kapuze nichts ausgesagt werden. Auch die Schaftfurche ist schlecht erhalten, die Schaftkanten erscheinen hier schärfer als beim Vergleichsbeispiel, jedoch mag auch dies im Erhaltungszustand begründet sein. Das eben Gesagte ersetzt wohl eine neuerliche Beschreibung; weitere Einzelvergleiche siehe *H. procerus*.

Fundort: Neocom von Les Blaches bei Castellane, 1 Exemplar, C. Gr.

34. *Hadrocheilus (?) proceriformis n. sp.*

Taf. XII, Fig. 23 *a—c*.

Dieser ziemlich unvollständig erhaltene Schnabel ist dadurch interessant, daß er sonst ganz dem *H. procerus* gleicht, aber eine auffallend verschiedene Schaftskulptur besitzt.

Das Sillon ist nämlich auf eine unregelmäßig verlaufende und nur schwach eingesenkte kleine Längsvertiefung reduziert, welche durch die Haftlinie des Mittelflügels in zwei ungleiche Hälften geteilt wird. Diese Reduktion der Schaftfurche ist deshalb ein sehr wichtiges Merkmal — wie wiederholt gezeigt wurde — weil es mit der Form der Flügelfortsätze zusammenhängt.

Man darf — nach Analogie anderer, vollständig erhaltener Rhyncholithen — voraussetzen, daß der Mittelflügel (und wohl auch die Seitenflügel) dieser Art verhältnismäßig klein und dünn waren, etwa so, wie sie für die Gattung *Akidocheilus* charakteristisch sind, von welcher Gattung wir Schaftfurche und Mittelflügel kennen; denn in der Tat ist die Form des Sillons von *H. proceriformis* demjenigen eines *Akidocheilus* ähnlich, ja ähnlicher als einem *Hadrocheilus*-

Sillon. Dieses Merkmal hat *H. proceriformis* nur mit einer *Hadrocheilus*-Art, dem *H. Hercynicus* gemeinsam. Die Unterseite ist im Profil stark konkav wie bei den beiden zuletzt beschriebenen Arten; sie wird von einer zarten Basalrippe in zwei annähernd symmetrische Teile geteilt; in der vorderen Hälfte ihrer Länge tritt diese Rippe viel deutlicher hervor als in der hinteren; hier verschwindet sie in der Nähe des Hinterrandes gänzlich, dort sitzt sie einem ziemlich breiten rundlichen Basalwulst auf. Die Kapuze besitzt genau die gleiche Form wie bei *H. procerus* und *cf. procerus*, die Dorsalkante ist im Querschnitt abgerundet, der Länge nach vollkommen geradlinig und nur im apikalen Viertel etwas nach abwärts gebogen. Der Scheitel ist als starke, kegelförmige Spitze ausgebildet. Die Hinterkanten der Kapuze sind vollständig verbrochen, so daß auch bei dieser Art über die Tiefe und Form der échancrure nichts bekannt ist.

H. proceriformis vereinigt also die allgemeine Form (s. auch Maßzahlen) eines *Hadrocheilus* mit der Schaftskulptur eines *Akidocheilus* und bildet also (gleich dem *H. Hercynicus*) ein Bindeglied zwischen den beiden genannten Gattungen. Eine eigene Gattung wurde, weil mir nur zwei unvollständig erhaltene Arten bekannt sind, hierfür nicht begründet.

Vergleiche:

Von *H. Hercynicus* (Kreide) unterscheidet sich die zu beschreibende Art durch die geringere relative Höhe, die konkave Profillinie der Unterseite und den stumpferen Scheitel;

von allen *Hadrocheilus* durch die Reduktion der Schaftfurche.

Am ähnlichsten sind die beiden zuletzt beschriebenen Arten; die für *H. procerus* gegebenen Vergleiche mit den einzelnen *Hadrocheilus*-Arten haben — das eben erwähnte Merkmal hinzuaddiert — auch für *H. proceriformis* Geltung.

Mit Gattung *Akidocheilus* übereinstimmend ist die Form der Schaftfurche; die Unterschiede von dieser Gattung sind:

1. Die verschiedene Struktur des Schnabels (s. *H. Teschenensis*),
2. die feste, starke Scheitelspitze,
3. die im Querschnitt konvexe vordere Hälfte der Unterseite,
4. der viel kleinere Scheitelwinkel,
5. die größere relative Höhe (welche, wenn auch nicht genau meßbar, doch sicherlich größer ist als 0·45),
6. die bedeutendere relative Größe des Schaftes.

Fundort: Valanginien von Chichiliaune bei Clelles, 1 Exemplar, C. Gr.

35. *Hadrocheilus (?) Hercynicus n. sp.*

Taf. XII, Fig. 18 *a—c*.

Auch dieser allerdings nur unvollständig erhaltene Schnabel weicht von allen übrigen *Hadrocheilus* durch die reduzierte Form seiner Schaftfurche ab, ist aber indes infolge seiner Struktur („massiger" Aufbau) zu *Hadrocheilus* gestellt worden.

Die Kapuze ist glatt und läßt auf der linken Hälfte deutlich eine eigene Deckschicht von der darunter zum Vorschein kommenden inneren Schnabelmasse unterscheiden. Die Tiefe des Ausschnittes und der Umriß der Kapuze sind nicht mehr rekonstruierbar. Die Dorsalkante ist stark gebogen, so daß der Scheitel beinahe hakig gekrümmt erscheint. Der Scheitel ist stark, aber sehr gut zugespitzt. Die Unterseite verläuft geradlinig und wird von einem überall gleich starken, nach außen (unten) gut zugeschärften Wulst der Länge nach halbiert. Der Hinterrand des Schnabels ist stark verbrochen, er scheint gerade abgestutzt gewesen zu sein. Die Schaftskulptur ähnelt derjenigen von *Akidocheilus*, indem zwei scharfe Kanten ein beinahe gleichseitiges Dreieck begrenzen und die zentrale Längsfurche (Sillon) nur schwach eingeprägt ist. Die eigentliche Gestalt des Schaftes, dessen Seitenkanten scharf und ziemlich weit nach abwärts gebogen sind, bringt es mit sich, daß die Unterseite im Profil wie geknickt aussieht (vergl. *Gonatocheilus*), was in Wirklichkeit nicht der Fall ist.

Immerhin mußte *H. Hercynicus*, wollte man nicht eine eigene Gattung darauf begründen, doch zu *Hadrocheilus* gestellt werden, weil

1. die Skulptur der Unterseite derjenigen vieler *Hadrocheilus*-Arten gleicht und wie überall bei *Hadrocheilus* im Querschnitt konvex ist,
2. die Maßverhältnisse (obwohl nicht genau bestimmbar) ganz gut mit den für *Hadrocheilus* charakteristischen übereinstimmen,
3. die Unterseite wie überall bei *Hadrocheilus* ungeknickt verläuft,
4. die kleine Eintiefung auf dem Schafte immerhin als sehr reduzierter *Hadrocheilus*-Sillon aufgefaßt werden kann.

Mit der Gattung *Gonatocheilus* kann *H. Hercynicus* nicht vereinigt werden, da folgende wichtige Unterschiede bestehen:

1. Die ungeknickte Unterseite,
2. die kleine Längsfurche am Schaft,
3. die starke Krümmung der Dorsalkante,
4. die bedeutendere Größe des Schaftes,
5. die Scheitelausbildung als scharfe Spitze.

Auch von *Akidocheilus* unterscheidet sich *H. Hercynicus* in wichtigen Punkten; diese sind

1. die im Querschnitte konvexe Unterseite,
2. die Schaftskulptur,
3. die bedeutendere Größe des Schaftes,
4. die viel größere relative Höhe des Schnabels.

Von der Gattung *Leptocheilus* sind die Unterschiede am allergrößten; es genügt, auf die ganz verschiedene Struktur des *H. Hercynicus* hinzuweisen, um die große Verschiedenheit zu zeigen.

Solcherart steht *H. Hercynicus* der Gattung *Hadrocheilus* (und zwar der Gruppe der *Compressi*) am nächsten und muß trotz der Abweichung in der Schaftskulptur dieser Gattung auch beigezählt werden, wollte man nicht eine neue Gattung auf diese Art allein gründen. Höchstens könnte noch der unmittelbar vorher beschriebene

H. proceriformis infolge einer ähnlichen Reduktion der Schaftfurche hierhergerechnet werden, obwohl sonst *H. Hercynicus* von ihm recht verschieden ist; nämlich durch die breitere und höhere Gesamtform, stärker gekrümmte Dorsalkante, den spitzigeren Scheitel und die vollkommen geradlinige (an Stelle der konvexen) Profillinie der Unterseite.

Überhaupt kenne ich aus eigener Anschauung keine Form, welche dem *H. Hercynicus* nur einigermaßen ähnlich wäre; wohl aber scheint mit Blainvilles (Mém. sur les Belemnites, 1827) *Rhyncholite aigu* (reprod. bei Ooster, Cephalop., Taf. IV, Fig. 45, u. a. a. O.) beinahe Übereinstimmung zu bestehen.

Fundort: Kreide von Rinkerode (Harz), 1 Exemplar, C. M.

Anhang.

In den voranstehenden Einzelbeschreibungen wurden alle mir gegenwärtig vorliegenden Arten untereinander kurz verglichen, um diese Arbeit für anderweitige Rhyncholithenbestimmungen möglichst brauchbar zu machen. Auch wurde versucht, bei jeder Art das anscheinend charakteristische Merkmal herauszufinden, das heißt diejenige morphologische Eigenschaft, welche sonst gar keiner anderen Art zukommt und welche gleichzeitig sicher nichts mit einem zufälligen Erhaltungszustand zu tun hat. Anhangsweise werden hiermit auch die in Abhandl. 1906 beschriebenen Arten von *Hadrocheilus* und die aus der paläontologischen Literatur bekannten Formen in die bezeichnete präzisere Darstellungsweise einbezogen.

Es sind dies:

a) Gruppe der Compressi.

1. *H. Hoheneggeri* (Abhandl. 1906, pag. 109, Taf. IV, Fig. 8—10);
2. *H. Cellensis* (*Dum.*) (Sur quelques gisements de l'Oxfordien inf. de l'Ardèche, 1871, Taf. II, Fig. 12—15);
3. Fig. 79 *e—g* des Cephalopodenkatalogs des Britischen Museums (*H. quinquecarinatoides*);
4. Fig. 81 des Cephalopodenkatalogs des Britischen Museums (*H. Britannicus*);
5. *H. monasteriensis* (*Marck*) (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1858, Taf. VII, Fig. 12);
6. Favre (Oxfordien des Alpes fribourgeoises, Taf. II, Fig. 5 *a—c* [*H. Favrei*], und ebendort Taf. II, Fig. 6 [*H. sp.*]).

b) Gruppe der Depressi.

7. *H. Sabaudianus Pict.-Lor.* (Voirons, Taf. VIII, Fig. 2, non Fig. 1);
8. *H. depressus Till* = *H. Sabaudianus Pict.-Lor.* (l. c. Taf. VIII, Fig. 1, non Fig. 2);

9. *H. Lorioli Till* = *H. Quenstedti Pict.-Lor.* (l. c. Taf. VIII, Fig. 5);
10. *H. Neocomiensis* (Abhandl. 1906, pag. 111, Taf. IV, Fig. 14–16);
11. *H. squammatus* (l. c. pag. 110, Taf. IV, Fig. 11—13);
12. *H. Silesiacus* (l. c. pag. 112, Taf. IV, Fig. 17—19).

H. Hoheneggeri (Mittleres Neocom)

kommt dem *H. convexus* (Neocom) am nächsten, denn er besitzt wie dieser eine auffallend längliche und sehr hohe Gesamtform und einen langen Schaft, jedoch sind bei *H. Hoheneggeri* die bezüglichen Werte (B/L, H/B und l_1/l_2 noch exzessiver als beim Vergleichsbeispiel. Infolge der starken seitlichen Zusammenpressung besitzt *H. Hoheneggeri* auch einen kleineren ∢ α und unterscheidet sich auch durch die als unregelmäßige Falte ausgebildete Basalrippe, die abgerundete Dorsalkante vom *H. convexus.*

Allen anderen *Hadrocheilus* gegenübergestellt, sind die Unterschiede noch erheblichere, und zwar

von allen der besonders spitzige Scheitelwinkel, die besonders langgestreckte und hohe Gestalt und der besonders lange Schaft und die Basalrippe, welche die Unterseite ganz unsymmetrisch halbiert, worin eben die Charakteristika der Art liegen. Außerdem unterscheidet sich *H. Hoheneggeri*

von *H. costatus* (Neocom), *cf. costatus* und *Oosteri* (Neocom) durch den viel stumpferen Scheitel;

von *H. Valanginiensis* (Neocom), *cf. Schlosseri*, *Schlosseri*, *rugosus* (Neocom), *longohasta* (Oxfordien) und *oblongus* (Lias) durch die v-förmige Schaftfurche und zugeschärften Schaftkanten;

von *H. robustus* (Neocom) durch die tiefer eingeschnittene Schaftfurche und viel weniger konvexe Unterseite;

von *H. hamatus* (Neocom) durch den Mangel der Hakenkrümmung;

von *H. quinquecarinatus* (Gault) durch die Kompression der Kapuze und den viel stumpferen Scheitel;

von *H. Theodosiae* (Tithon) durch den stumpferen Scheitel und das v-förmige Sillon mit besser zugeschärften Kanten;

von *H. gibber*, *cf. gibber*, *gibberiformis* (Neocom) durch den Mangel eines Basalhöckers und den weniger stumpfen ∢ $\varkappa$;

von *H. liasinus* (Lias) und *Kiliani* (Aptien) durch das schmälere Sillon, den Mangel einer deutlichen Dorsalschwiele und stumpferen Scheitel (s. Abhandl. 1906, pag. 109, und Taf. IV, Fig. 8, 9, 10).

H. Cellensis (*Dum.*) (Oxfordien inf.)

Als Artcharakteristika können etwa gelten die länglich-schmale Gesamtform und die ausgezeichnet quinquecarinat ausgebildete Scheitelregion.

Von dem nächstähnlichen *H. costatus* (Neocom) und *cf. costatus* unterscheidet ihn der stumpfere Scheitel.

Hadrocheilus quinquecarinatoides nov. nom. (französisches Neocom).

(Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 79 *e—g*.)

Die Artcharakteristika sind die bedeutende absolute Größe, die tief und schmal muldenförmige Schaftfurche und die steif geradlinige, die Unterseite streng symmetrisch teilende Basalleiste, welche in gleicher Stärke vom Scheitel bis zum Hinterrand verläuft.

Unterschiede:

Von *H. robustus* (Neocom) der viel spitzigere Scheitelwinkel, die Form der Schaftfurche, die Skulptur der Unterseite und der Scheitelregion;

von *H. Schlosseri* und *H. cf. Schlosseri* (Neocom) die viel bedeutendere Größe und der Mangel einer seitlichen Zusammenpressung der Kapuze;

von *H. rugosus* (Neocom) die quinquecarinate Ausbildung des Scheitels;

von *H. gibber* (Neocom), *cf. gibber* und *gibberiformis* (Neocom) der Mangel eines Basalhöckers und der spitzige Scheitelwinkel;

von *H. liasinus* (Lias) die Skulptur der Unterseite, die geringere relative Höhe und der Mangel einer Dorsalschwiele;

von *H. Kiliani* (Aptien) die größere relative Höhe und der etwas stumpfere Scheitelwinkel;

von *H. Oosteri* (Neocom) die relativ breitere Gesamtform, der Mangel einer seitlichen Zusammenpressung der Kapuze, der stumpfere Scheitelwinkel und die bedeutendere absolute Größe;

von *H. longohasta* (Oxfordien), *Theodosiae* (Tithon), *oblongus* (Lias) und *Hoheneggeri* (Neocom) insbesondere der relativ kürzere Schaft und die bedeutendere relative Breite des Schnabels.

Die ähnlichste Form ist *H. quinquecarinatus* (Gault), hievon sind sichere Unterscheidungsmerkmale nicht zu entdecken. Nur die Größe des Scheitelwinkels differiert um 5° und die Seitenkanten der Kapuze verlaufen bei Fig. 79 *e—g* (l. c.) konvex, bei *quinquecarinatus* geradlinig (vergl. Pictet et Campiche, St. Croix, Taf. LIX, Fig. 9 *c*, mit Cephalopodenkatalog, Fig. 79 *g*). Geringe Unterschiede könnten auch in der Skulptur der Unterseite der Apikalregion gesehen werden, indem bei Fig. 79 Cephalopodenkatalog die beiden Seitenrippchen nicht so tief hinabreichen wie beim Vergleichsbeispiel. Endlich zeigt letzteres inmitten der Schaftfurche eine kleine Längsfalte, welche bei Fig. 79 Cephalopodenkatalog nicht vorhanden ist. Dies sind aber alles anscheinend nebensächliche Unterschiede; die Gesamtform und -skulptur bei beiden Abbildungen stimmt doch so gut überein, **daß** man Fig. 79 *e—g* Cephalopodenkatalog des Brit. Mus. fernerhin als *H. quinquecarinatoides* bezeichnen mag.

Hadrocheilus Britannicus nov. nom. (Grünsand von Cambridge, Kreide).

(Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, Fig. 81 *a—c.*)

Diese noch unbenannte Art, welche sich von allen mir bekannten *Hadrocheilus* gut unterscheidet, ist durch den besonders langen und breiten Schaft und die eigentümliche Skulptur der Unterseite charakterisiert.

Sie unterscheidet sich

von *H. longohasta* (Oxfordien) durch den etwas kleineren ∢ α, stumpferen ∢ $\varkappa$, spitzigeren Scheitel, die länglichere und höhere Gesamtform, die tiefere Schaftfurche und verschiedene Skulptur der Unterseite;

von *H. monasteriensis* (*Marck*) (Senon) durch den kleineren Scheitelwinkel und spitzigeren Scheitel. Immerhin ist es bemerkenswert, daß diese beiden geologisch jüngsten *Hadrocheilus* eine so auffallende Ähnlichkeit in der Größe und Skulptur des Schaftes besitzen; übrigens ist *H. monasteriensis* die einzige Form, welche die zu besprechende Art in bezug auf die relative Größe des Schaftes noch überragt.

Von allen übrigen *Hadrocheilus* (*Compressi*-Gruppe) unterscheidet sich *H. Britannicus* durch den relativ großen Schaft und seine Unterseitenskulptur. Außerdem

von *H. robustus, convexus, Valanginiensis, rugosus* (Neocom) durch den viel spitzigeren Scheitel;

von *H. Schlosseri, cf. Schlosseri* (Neocom), *quinquecarinatus* (Gault), *gibber, gibberiformis* (Neocom), *liasinus* (Lias) und *Kiliani* (Aptien) durch die viel länglichere Gesamtform (vergl. *B/L*);

von *H. costatus* (Neocom), *oblongus* (Lias), *hamatus* (Neocom) und *Oosteri* (Neocom) durch die nicht verlängerte Scheitelregion.

Gegen die genannten Hauptunterschiede dürften weitere Einzelunterscheidungen wohl zu vernachlässigen sein.

Hadrocheilus monasteriensis (*Marck*) (Obersenon von Westfalen).

(Marck l. c., Taf. VII, Fig. 12.)

Allerdings eignet sich die rohe Zeichnung nicht, um nähere Vergleiche anzustellen, aber man sieht immerhin, daß dieser Schnabel durch einen auffallend großen Schaft mit tiefem v-förmigen Sillon, durch eine relativ kleine, sehr stumpfe Kapuze und eine eigentümlich skulpturierte Unterseite charakterisiert ist (vergl. die soeben beschriebene Art). Soviel ist auch sicher, daß es sich um einen Vertreter der *Compressi*-Gruppe handelt. Eine Beschreibung und Neuabbildung dieser Art wäre sehr wünschenswert, zumal da aus solch hohem geologischen Horizont keine andere Form beschrieben und abgebildet ist. Leider weiß ich nicht, wo das betreffende Fossil gegenwärtig aufbewahrt ist.

Hadrocheilus Favrei nov. nom. (Oxfordien, calcaire rouge, Combe d'allières).

(Favre, Oxfordien, Taf. II, Fig. 5 *a—c*.)

Charakteristika sind: die sehr längliche Kapuze und der sehr kurze Schaft ($l_2 < b_2$), die tiefe und breite Schaftfurche, der zweispitzige Hinterrand des Schnabels und die Skulptur der Unterseite, welche in einer ganz kurzen kleinen Basalrippe in der vorderen und einer Einsenkung in der hinteren Hälfte der Länge besteht. Der Scheitelwinkel ist klein, der Scheitel mäßig zugespitzt, die Dorsalkante deutlich ausgeprägt und nur im apikalen Drittel schwach abwärts gekrümmt.

Die größte Ähnlichkeit besteht zu *H. Lorioli* (= *Rh. Quenstedti Pict.-Lor.*) (Neocom), von welcher Art sich nur die Skulptur der Unterseite unterscheidet; da aber auch der geologische Horizont ein sehr verschiedener ist, scheint ein eigener Name gerechtfertigt.

Hadrocheilus sp. indef. (Oxfordien, calcaire rouge, Combe d'allières)

(Favre, Oxfordien, Taf. II, Fig. 6)

stellt ein Bruchstück einer *Hadrocheilus*-Form dar, welche sich von der eben genannten Art durch den länglicheren Schaft und die im Querschnitt gerundete Kapuze (Mangel einer deutlichen Dorsalkante) unterscheidet.

b) Gruppe der Depressi.

Hadrocheilus depressus (= *Rh. Sabaudianus Pictet et Loriol*) (Neocom).

Pictet et Loriol haben unter dem Artnamen *Sabaudianus* zwei gut unterscheidbare Arten zusammengefaßt. Fig. 1 *a—d* (l. c.) vermag ich von meinem *H. depressus* nicht abzutrennen, weshalb die betreffende bei Pictet et Loriol abgebildete Form in *H. depressus* umzubenennen ist, wogegen der von den beiden Autoren gegebene Name *Sabaudianus* auf Fig. 2 *a—c* beschränkt wird.

Hadrocheilus Sabaudianus (*Pict.-Lor.*) (Neocom)

unterscheidet sich vom *H. depressus* durch das Überwiegen des Schaftes über die Kapuze, die schärfere Basalrippe und den Umriß der Unterseite (vergl. Pict.-Lor., Taf. VIII, Fig. 1 *c* und Fig. 2 *b*).

Hadrocheilus Lorioli (Abhandl. 1906) (= *Quenstedti Pictet et Loriol*) (Neocom)

ist den beiden eben genannten Arten ähnlich und unterscheidet sich von *H. depressus* durch die kleinere échancrure, die geringere Dicke (*H*), den relativ kleineren Schaft, den verschiedenen Umriß und die konkave Profillinie der Unterseite;

von *H. Sabaudianus* durch den relativ viel kürzeren Schaft, die geringere Dicke (*H*), die konkave an Stelle der konvexen Profillinie der Unterseite und dem andersgeformten Umriß der Unterseite, vielleicht auch durch den besser zugespitzten Scheitel.

Bei Pictet et Campiche sind Vergleiche mit *Rh. Asterianus d'Orb.* gegeben, darauf brauche ich nicht einzugehen, weil ich die Abbildung im „Cours elémentaire“ (pag. 271), wie gesagt, nicht für einwandfrei halte.

Hadrocheilus Neocomiensis (Abhandl. 1906) (Neocom).

Als mir im Vorjahre im ganzen nur wenige Nicht-*Nautilus*-Schnäbel zur Verfügung standen, war diese Form von allen anderen so auffällig verschieden, daß ich wohl berechtigt war, sie unter einem eigenen Artnamen abzutrennen. In die durch das jetzt vorliegende reichliche Material ermöglichte präzisere Beschreibungsweise kann ich aber diese Form nicht einbeziehen. Sie ist so wenig günstig erhalten, daß man sie wohl kaum paläontologisch wird benutzen können. Jedenfalls gehört sie der *Depressi*-Gruppe der Gattung *Hadrocheilus* an und ist mit keiner der beschriebenen Arten identisch. Die Kapuze ist so stark verdrückt, daß ich nicht mit Sicherheit sagen kann, ob der Ausschnitt wirklich — wie es scheint — viel seichter ist als bei allen anderen *Depressis* und ob der auffallend kleine Wert für H/B nicht auch vom Erhaltungszustand bedingt ist.

Hadrocheilus squammatus (*Hohenegger*) (Neocom)

ist im Gegensatze zu der eben besprochenen Form eine von allen übrigen Vertretern der *Depressi*-Gruppe gut abtrennbare Art. Sie unterscheidet sich von den neubegründeten *H. depressus* (Neocom), *cf. depressus* (Tithon) und *exsecatus* (Kreide) durch die länglichere und höhere Gesamtform, viel seichtere échancrure, stumpfere, plumpere Skulptur der Unterseite, den kleineren $\sphericalangle \alpha$, stumpferen $\sphericalangle \varkappa$ und den zweispitzigen Hinterrand des Schaftes.

Die Erfahrung hat gelehrt, daß in der überaus deutlichen (schuppigen) Anwachsstreifung, welche Hohenegger zur Benennung Anlaß gegeben hat, nicht ein zweifelloses Artmerkmal gesehen werden kann, da oft an sonst gleichen Schnäbeln stärkere und schwächere Streifung — je nach dem Grade der Erhaltung der Deckschicht — beobachtet werden konnte.

Hadrocheilus Silesiacus (Abhandl. 1906) (Neocom)

ist charakterisiert durch eine Dorsalschwiele, einen plumpen Basalwulst und eine sehr seichte Schaftfurche. Damit sind auch die drei Hauptmerkmale genannt, durch welche sich diese Art vom *H. depressus*, *cf. depressus* und *exsecatus* unterscheidet.

II. Gattung Leptocheilus[1]).

(Entsprechend dem Typus *Rhynchotheutis II* [partim] der Abhandl. 1906.)

Den Artbeschreibungen ist eine Maßtabelle für die Gattungen *Leptocheilus*, *Akidocheilus* und *Gonatocheilus* auf pag. 618 und 619 beigegeben. Bemerkungen hierzu einleitend bei jeder neuen Gattung. Bezüglich *Leptocheilus* sei darauf hingewiesen, daß der Wert für *H* hier ebenso wie bei *Akidocheilus* die Dicke der Basal- und Dorsalrippe in sich schließt und ohne diese Skulpturelemente die Schnabeldicke bei *Leptocheilus* gewöhnlich nur Bruchteile eines Millimeters, höchstens aber 1·5 *mm* betragen würde.

1. *Leptocheilus Geyeri*[2]).

Taf. XIII, Fig. 29.

(Ähnlich *Rh. acutus Quenstedt* und *Rh. Fischeri Ooster.*)

In einem Gesteinsstücke liegen nebeneinander zwei auf je einer Seite gut erhaltene Rhyncholithen, welche offenbar derselben Art angehören. Die Kapuze ragt in zwei etwas abgerundeten Spitzen noch ein wenig über den Hinterrand des Schnabels hinaus, wodurch ein tiefer dreieckiger Ausschnitt (échancrure) gebildet wird. Die Oberfläche der Kapuze wird durch eine eigene, hornig-kalkige Substanz gebildet, welche als Kapuzenschicht bezeichnet werden soll; sie ist von der Deckschicht bei Gattung *Hadrocheilus* insofern zu unterscheiden, als die Kapuzenschicht beim *L. Geyeri* an sich die Kapuze bildet und die eigentliche konzentrisch fasrige Masse, welche die Kapuze eines *Hadrocheilus* aufbaut, fehlt. Es sind bei Gattung *Leptocheilus* Kapuzenschicht und Kapuze identisch; der erstere Ausdruck wird gewählt, wenn man die Maße, der zweite, wenn man die Form bezeichnen will.

Die Kapuzenschicht zeigt eine ganz feine Streifung (Anwachsstreifung) parallel den Seitenkanten. Längs der Dorsalkante (l_1) stoßen die beiden Dreieckflächen der Kapuze unter einem Winkel von ca. 100° zusammen und bilden eine scharf sich abhebende Längsrippe (Dorsalrippe), welche ca. 0·7 *mm* hoch und gegen Licht gehalten durchscheinend ist. Bei genauer Daraufsicht erkennt man, daß die Dorsalrippe von der Kapuzenschicht gebildet wird und eine stehende enggepreßte Falte derselben darstellt. Sie unterscheidet sich von der bei manchen *Hadrocheilus* vorkommenden Dorsalschwiele auf den ersten Blick. Auf der Abbildung ist die Rippe nur in den zwei vorderen Dritteln der Länge noch erhalten, ihr hinteres (der Naht zunächst liegendes) Drittel ist, wie hier überhaupt die Kapuzenschicht weggebrochen und es ist dort die untere Schnabelschicht freigelegt. In der Längsrichtung ist die Dorsalrippe fast geradlinig, kaum merklich konvex. Die Seitenkanten verlaufen geradlinig und bilden mit dem

---

[1]) λεπτός, dünn, fein.

[2]) Herrn Chefgeologen Geyer zu Ehren, aus dessen geologischem Aufnahmsgebiete die Fossile stammen.

Tabelle IV.

	Geyeri	*tenuis*[1]	*cf. tenuis*	*tenuiformis*	*excaratus*	*sp. indef. affin. tenuis*	*sp. indef. affin. excavatus*	*sp. indef. affin. tenuiformis*	*ambiguus*[2]	*ambiguus*[3]	*cf. ambiguus*	*levigatus*[4]	*regularis*	*irregularis*
L . .	13	13·3	10·5	10	19	7·4	14	12·5	8	10·5	8·5	7	9·5	11
l_1 . .	10·3	10·5	7·7	8·5	16·5	5	11·5	10	6	7·2	6·5	4·5	7·2	(10)
a . .	10	10·4	7·5	8·4	16	4·8	11·5	10	6	7	6·5	4·5	7	10
s . .	13	?	(9)	?	(19)	(7)	15	13·5	9·5	11	10·5	?	?	?
b_1 . .	10	(11)	8	(8·5)	14	(6·5)	10	(8)	8·5	10·5	11	7	?	(11)
l_2 . .	4	4	3·5	4	4	3·5	3	4	3·3	4·5	4	3·5	4·8	5·2
b_2 . .	3	3	3·2	4	(4)	2·5	3	4	5	6	(5·6)	4	5	6
H . .	?	3·7	2·8	3	3	?	?	?	3	3·5	3	2·2	3·3	4
a/s .	0·77	?	(0·8)	?	(0·84)	(0·7)	0·75	0·74	0·6	0·63	0·6	?	?	?
B/L .	0·77	(8·5)	(0·76)	(0·84)	0·73	(0·82)	0·71	(0·67)	1·1	1·0	1·3	1·0	?	(1·0)
H/B .	?	0·33	0·35	0·35	0·36	?	?	?	0·35	0·33	0·3	0·31	?	0·35
l_1/l_2 .	2·8	2·8	2·3	2·1	(4·7)	2·0	3·8	2·5	1·8	1·7	1·6	1·3	1·5	(1·9)
b_1/b_2	3·3	3·6	(2·5)	(2·1)	(3·6)	(2·7)	3·3	2·0	1·7	1·7	1·9	1·8	?	(1·9)
∢ a	40	40	50	50	40	45	40	50	60	60	65	65	60	65
∢ x	120	125	125	?	120	120	120	125	135	130	130	105	100	100

Basalkamme (s. unten) eine sehr dünne, fast nadelartige Spitze, welche geradlinig ausläuft. Der Schaft zeigt eine tiefe Furche (Sillon) in Gestalt eines gleichschenkligen Dreiecks, dessen Basis der gerade abgestutzte Hinterrand und dessen Schenkel die deutlich ausgeprägten, beinahe zugeschärften Schaftkanten sind. Im Querschnitte ist die Schaftfurche eng muldenförmig. Quer über den Schaft verlaufen sehr zarte Streifen, welche die Art des Wachstums andeuten.

Die Unterseite, welche man an dem kleineren Exemplar sehen kann, wird von einer etwa 1·5 *mm* hohen Längsrippe (crête) in zwei symmetrische Hälften geteilt. Ihrer Form nach und zum Unterschiede

---

[1]) Exemplar von Châtel St. Denis (C. B.), die übrigen Stücke zeigen fast dieselben Werte.

[2]) Exemplar von Cheiron (C. M.).

[3]) Exemplar von Bonnefontaine (C. B.).

[4]) Das einzige meßbare Exemplar (mittlere Größe, L Maximum = 12 *mm*, L Minimum = 5 *mm*.

[5]) Das größere Exemplar, das andere ist nicht genau meßbar.

[6]) Das kleinere Exemplar, das andere ist nicht genau meßbar.

[7]) (C. G.)

(Zu pag. 617).

Chomeracensis	*Tauricus* 5)	*cf. Tauricus*	*transiens* 6)	*Provincialis* 7)	*Oxfordiensis* 8)	*Oxfordiensis* 9)	*Oxfordiensis* 10)	*cf. Oxcordiensis* 11)	*Brunneri* 12)	*Brunneri* 13)	*Brunneri* 14)	*Brunneri* 14)	*planus* 15)	*expansus* 16)	*cf. expansus* 17)
11	11	9	15·5	(11)	15	12·4	11·5	11·5	18·5	12·8	10·2	7	7·5	8	(10)
8·6	8·8	7	11·5	8·8	13	10	9·5	9	16	11	8	5·4	5·6	6	6·4
8·6	8·6	7	11·5	8·8	13	10	9 5	9	16	11	8	5·4	5 6	6	6·4
?	?	?	(16)	?	(16)	12·5	12	12	19	?	10·5	7·6	8	9	?
?	(17)	(9)	14	(12)	12	10	9	10	19	13	10	7	6·6	9 6	(11)
(4·5)	4	3	7	4·2	9	6	6·2	6·5	10·5	7	5·5	3·5	3·5	3·5	4·5
5	5·3	4	8	5·7	8	6	5	7	11	8·5	7	5	3·8	4·6	5
3·5	4	2 6	5·3	4	6·5	5	4·4	5	7·6	5·8	4	2·7	3·5	3	3·6
?	?	?	0·72	?	(0·8)	0·8	0·8	0·75	0·7	?	0·75	0·7	0·7	0·67	?
?	(1·0)	(1·0)	(0·9)	(1·1)	0·8	0·8	0·8	0·87	1·0	1·0	1·0	1·0	0·87	1·2	1·1
?	(0·35)	0·3	(0·38)	(0·33)	0·54	0·5	0·5	0·5	0·4	0·44	0·4	0·4	0·53	0·31	0·32
1·9	2·2	2·5	1·65	2·1	1·44	1·6	1·5	1·4	1·5	1·6	1·4	1·6	1·6	1·7	1·4
?	1·7	2·3	1·75	2·1	1·5	1·6	1·5	1·4	1·7	1·5	1·4	1·4	1·7	2·0	1·8
60	60	55	65	70	50	50	55	60	70	80	75	75	60	80	75
105	115	120	105	105	80	90	95	85	90	90	95	95	105	125	100

von der analogen Basalrippe bei *Hadrocheilus* sei hier von einer **Basalleiste** gesprochen. Er ist wie die Dorsalrippe transparent und verläuft gleich dieser vom Scheitel bis zum Hinterrande in annähernd gleicher Stärke. Am apikalen Ende dünnt er sich in die besagte nadelartige Spitze aus. Im Querschnitte betrachtet, bildet er eine senkrecht ansteigende, nach außen zugeschärfte Leiste. Die Seiten sind flach nach abwärts gebogen und die ganze Unterseite ist beiderseits der Basalleiste tief konkav.

Auf Abbildung Taf. XIII, Fig. 29, kann man wahrnehmen, wie auch auf der Unterseite der eine (noch erhaltene) Zipfel der Kapuze

8) Oxf. Crussol (C. Gr.).
9) Oxf. Rians (C. Gr.).
10) Oxf. Crussol (C. M.).
11) Oxf. Simiane (C. Gr.).
12) Gault, Castellane (C. M.).
13) Oxf. Rians (C. M.).
14) Oxf. Châtel St. Denis (C. M.).
15) Oxf. Crussol (C. Gr.).
16) Callov. La Voulte (C. G.).
17) Oxf. v. Rosière (C. G.).

über den Hinterrand des Schnabels hinausragt (er erscheint auf dem Gesteinsstück in die échancrure des größeren Exemplars hineingeschoben).

L. Geyeri zeigt, was für alle Rhyncholithen (*Nautilus*- und Nicht-*Nautilus*-Schnäbel) gilt, daß man nur auf der Oberseite zwei Teile, Kapuze und Schaft abtrennen kann, während die Unterseite ein einheitliches Stück bildet; die morphologische Betrachtung unterscheidet daher drei Teile eines Rhyncholithen (Kapuze, Schaft und Unterseite), histologisch aber dürfte auch hier eine Zweiteilung zu machen sein; man kann nämlich an dem größeren Exemplar erkennen, daß eine obere Schicht die Kapuze, eine untere den Schaft und die Unterseite zusammensetzt; die erstgenannte entspricht wohl der fasrig-konzentrischen Masse eines *Hadrocheilus* mitsamt der Deckschicht, die zweitgenannte der parallel-lamellösen Schicht, welche Schaft und Unterseite eines *Hadrocheilus* zusammensetzt. Nur ist der Aufbau hier viel einfacher, eine eigentliche Schnabelmasse fehlt.

Die beschriebenen Details weisen auf Zuordnung dieser Art zum Typus des *Rh. Uhligi* (= *Rhynchotheutis II* der Abhandl. 1906) und es ist kaum zweifelhaft, daß auch .*L Geyeri* einen dreiteiligen Flügelfortsatz besaß; denn sein Schaft gleicht genau demjenigen von *L. Uhligi*, von welcher Art die Flügel bekannt sind (Abhandl. 1906, Taf. IV, Fig. 20 und 21).

Als typisch für *Rhynchotheutis II* wurde der geringe Wert für H/B, das ist die außerordentliche Dünne dieser Formen und der hohe Wert für l_1/l_2 infolge der exzessiven Kleinheit des Schaftes angesehen. Eine eigene Gattung konnte im Vorjahre desungeachtet noch nicht begründet werden, weil die entsprechende Unterseite unbekannt war. Nun aber wurde gezeigt, daß auch diese sich von der Unterseite aller bisher beschriebenen Schnäbel wesentlich unterscheidet, also die Schnäbel von der Form des *L. Geyeri* in eine eigene Gattung zusammengefaßt werden müssen, von welcher nun alle wichtigen Unterscheidungsmerkmale bekannt sind. (Genauere Gattungsunterscheidungen siehe in der abschließenden Zusammenfassung.)

Vergleiche:

Vergleicht man den *L. Geyeri* mit allen bisher bekannten Rhyncholithen, so findet man die größte Ähnlichkeit mit *Rh. acutus* (bei Quenstedt, Cephalopoden, Taf. XXXIV, Fig. 17). Ich vermute, daß Quenstedt ein unvollständig erhaltenes Exemplar abgebildet hat; sein *Rh. acutus* ist jedenfalls ein Repräsentant der Gattung *Leptocheilus* und vielleicht mit einer hier beschriebenen Art identisch. *L. Geyeri* gleicht der Quenstedtschen Art

1. in der Oberflächenskulptur der Kapuze (Dorsalrippe),
2. in der Form des Schaftes,
3. in der Ausbildung des Scheitels als nadelförmige Spitze,
4. in den relativen Dimensionen (besonders H/B und l_1/l_2).

Er unterscheidet sich vom *Rh. acutus*

1. durch die Gestalt der Kapuze, es fehlen beim *Rh. acutus* die charakteristischen Zipfel, welche beim *L. Geyeri* den Ausschnitt ein-

schließen; ich halte es jedoch für gewiß, daß der auf der Quenstedtschen Abbildung ersichtliche Hinterrand der Kapuze ein Bruchrand ist; erwiesen scheint mir dies aus zahlreichen Analogiebeispielen mit ähnlich verbrochener Kapuze und aus dem Verlauf der Zuwachsstreifen, welche auch beim *Rh. acutus Quenstedt* einen tiefen Ausschnitt andeuten, indem sie sich längs l_1 in spitzem Winkel treffen;

2. durch die anders skulpturierte Unterseite, ein Unterschied, welchen ich auf die Mangelhaftigkeit der Wiedergabe zurückführe (es verdickt sich auf Fig. 17 l. c. der Basalkamm keulenförmig nach rückwärts, die Seitenkanten sind nicht nach abwärts gebogen u. a.).

L. Geyeri kann mit *L. acutus* (*Quenst.*) nicht identifiziert werden, weil

1. tatsächliche gute Unterschiede zu bestehen scheinen,
2. der Name auf ein sicherlich unvollständiges Exemplar gegründet ist,
3. der Name von Quenstedt auf drei wesentlich verschiedene Arten angewendet wurde.

Zwecks besserer Klarheit sei folgendes über die Nomenklatur zusammengefaßt:

1849 bildete Quenstedt auf Taf. XXXIV, Fig. 16, 17, 18 und 19 (Cephalopoden), vier verschiedene Rhyncholithen als „Spielarten“ des *Rh. aigu* von Blainville; davon ist jedoch keiner mit Blainvilles Art identisch. Fig. 16 und 18 stellen sicher, Fig. 19 vielleicht Arten der Gattung *Gonatocheilus* dar. Fig. 17 ist von den drei übrigen am auffallendsten verschieden, auf sie habe ich in Abhandl. 1906 den Namen Quenstedts *Rh. acutus* beschränkt; wogegen die allzu unvollständige in Fig. 19 abgebildete Form ohne Namen gelassen, dagegen Fig. 16 und 18 als *Rh. Quenstedti Ooster* bezeichnet, weil sie 1860 von Ooster wieder abgebildet und beschrieben wurde; deshalb aber mußte der von Pictet-Loriol *Rh. Quenstedti* benannte Schnabel in *Rh. Lorioli* umbenannt werden. (Abhandl. 1906, pag. 102.)

Wir haben demnach

1. *Leptocheilus acutus* (*Quenstedt*) . . . Quenstedts Cephalop., Taf. XXXIV, Fig. 17, repr. bei Ooster, Cephalop., Taf. IV, Fig. 46 (unvollständiges Exemplar);

2. *Gonatocheilus* (?) *Quenstedti* (*Ooster*) (= *Rh. acutus Quenst.*, Taf. XXXIV, Fig. 16 und 18) . . . Ooster, Ceph., Taf. IV, Fig. 15,16;

3. *Hadrocheilus Lorioli Till* (= *Rh. Quenstedti Pict.-Loriol*, *non Rh. acutus Quenst.*, vielleicht = *Rh. Asterianus d'Orbigny*) . . . Pictet et Loriol, Voirons, Taf. VIII, Fig. 5;

4. *Quenstedts Rh. acutus* l. c. Fig. 19 und eine ganz ähnliche Abbildung bei Buckland (Min. and Geol. 1838, Taf. XLIV, Fig. 3*a*—*c*), wobei der Text besagt, daß die Rhyncholithen im Lias von Lyme Regis zusammen mit Belemniten gefunden wurden. Eine Reproduktion gab Ooster l. c. Fig. 1 (wozu noch bemerkt werden muß, daß Oosters *Rh. Bucklandi*, Fig. 20) nicht mit der letztgenannten fragwürdigen Liasart identisch ist.

Der Gattung *Leptocheilus* gehören auch die bei Ooster, Taf. IV, Fig. 2—4, Fig. 5, Fig. 20 und Fig. 32, abgebildeten Rhyncholithen an. Von diesen Abbildungen stellt Fig. 2—4 [1]) eine insofern unvollständige Art dar, als die Dorsalrippe erodiert erscheint. Infolge der schlechten Abbildung ist ein näherer Vergleich mit *L. Geyeri* nicht möglich. Vielleicht ist in der eigentümlich konkav verlaufenden Profillinie der Oberseite ein Artunterschied zu sehen. Falls eine solche *Leptocheilus*-Art wirklich existiert, sei auf sie der Name *L. Fischeri* (*Ooster*) beschränkt.

Die in Fig. 5 (l. c.) [1]) abgebildete Form liegt mir im Original vor, sie ist hier als *Leptocheilus sp. indef.* (*affin. tenuis*) [2]) beschrieben und neu abgebildet, da die Oostersche Abbildung unbrauchbar ist. *L. Geyeri* unterscheidet sich von dieser nur unvollständig bekannten Art durch den relativ kürzeren Schaft und kleineren Scheitelwinkel.

Auch das Original von Fig. 20 (l. c.) liegt mir vor und beweist, daß Oosters Abbildungen gänzlich unbrauchbar sind. Mit *Rh.* (Gattung ?) *Bucklandi* (Lias) hat nämlich dieser Rhyncholith nichts gemein, vielmehr steht er in nächster Nähe der soeben genannten Art (*L. tenuis* und ähnlicher). Diese Form ist im folgenden als *Rh. sp. indef.* (*affin. excavatus*) beschrieben und neu abgebildet. *L. Geyeri* unterscheidet sich hiervon durch die mehr längliche und schmale Kapuze und durch das Vorhandensein einer Dorsalrippe, obwohl es nicht unwahrscheinlich ist, daß der Erhaltungszustand hierbei mitspielt.

Fig. 32 (l. c.) ist von Ooster mit *Rh. Fischeri* vereinigt, wie es scheint, mit Recht. Da der Schnabel weder im Profil noch von der Unterseite abgebildet ist, kann nicht Näheres darüber gesagt werden; immerhin ist der Umriß der Kapuze ein anderer als beim typischen *L. Fischeri*.

Es wäre demnach zu unterscheiden:

1. Ooster (Cephalop., Taf. IV) Fig. 2—4 (*Rh. Fischeri*, irrtümlich *Escheri*) *L. Fischeri* (*Ooster*);

2. l. c. Fig. 5 (*Rh. Fischeri*, irrtümlich *Escheri*) *L. nov. sp. indef.* (*non Fischeri*);

3. l. c. Fig. 20 (*Rh. Bucklandi Ooster*) *L. nov. sp. indef.* (*non Fischeri*);

4. l. c. Fig. 32 (*Rh. Fischeri Ooster*) *L. sp. indef.* (vielleicht *Rh. Fischeri*);

dazu kommt noch

5. Favre (Oxfordien), Taf. II, Fig. 4 (*Rh. Fischeri Ooster*) *L. tenuis Till.*

Weitere Unterschiede des *L. Geyeri* sind:

von *L. tenuis* (Callov. u. Oxf.) die schwach konvexe Profillinie der Unterseite und der geradlinig verlaufende Scheitel; vielleicht auch die weiter nach rückwärts reichenden Zipfel der Kapuze;

---

[1]) Die Unterschrift als *Rh. Escheri* ist jedenfalls irrtümlich anstatt *Rh. Fischeri*.

[2]) Da prinzipiell jede, auch gut erhaltene Form, von welcher nicht Ober- und Unterseite bekannt sind, als *sp. indefinita* bezeichnet wird.

von *L. tenuiformis* die konvexe Profillinie der Unterseite, kleinere Scheitelwinkel und die mehr längliche, schmälere Kapuze;

von *L. exavatus* (Oxf.) der relativ längere Schaft und die geradlinig verlaufenden Seitenkanten der Kapuze, vielleicht auch die geringere absolute Größe und die deutliche Dorsalrippe.

In Abhandl. 1906 wurden (als Typus *Rhynchothentis II* zusammengefaßt) einige Arten beschrieben, welche vermutlich der Gattung *Leptocheilus* angehören, mit ihnen sei *L. Geyeri* kurz verglichen.

Die Ähnlichkeiten mit *Rh. Uhligi* (Neocom) bestehen in der geringen Höhe, der Gestalt des Schaftes, der Ausbildung des Scheitels und den Maßverhältnissen.

Unterschiede von dieser Art sind die dorsale Rippe und die spitz zulaufenden an Stelle der abgerundeten Zipfel der Kapuze; außerdem das geologische Alter.

Mit *Leptocheilus* (?) *sulcatus* (Neocom) ist ähnlich die geringe Höhe und die nadelförmige Spitze.

Die Unterschiede sind hier bedeutender als von der eben verglichenen Art. *L. Geyeri* besitzt nämlich einen etwas anders gestalteten Schaft, eine Dorsalrippe an Stelle der Dorsalfurche (was übrigens in dem unvollständigen Erhaltungszustand des *L.* (?) *sulcatus* begründet sein kann, indem die Kapuzenschicht dort fehlen mag) und eine länglichere Kapuze. Nach alledem ist es sehr unwahrscheinlich, daß man den *sulcatus* auch zu den typischen *Leptocheilus* zählen darf. Diese im Vorjahre begründete „Art“ ist übrigens den heuer möglichen präziseren Artbestimmungen nicht gleichwertig und könnte von dem jetzt eingenommenen Standpunkt nur als *sp. indef.* bezeichnet werden, da die Unterseite nicht bekannt ist. Zu den genannten Unterscheidungsmerkmalen ist bemerkenswert, daß *L. Geyeri* dort, wo die Kapuzenschicht weggebrochen ist (in der Nähe der Naht), auch eine kleine Längsfurche (Dorsalfurche = sulca Bellardis) aufweist und es solcherart sehr möglich ist, daß auch beim *sulcatus* bei besserer Erhaltung eine Dorsalrippe über der Furche vorausgesetzt werden kann; dafür spräche auch die besonders deutliche Zuwachsstreifung auf dessen Kapuze, wie sie überall dort hervortritt, wo die glatte Oberschicht (Deckschicht bei *Hadrocheilus*, Kapuzenschicht bei *Leptocheilus*) erodiert ist. Daß endlich der Hinterrand des *L. sulcatus* nicht vollständig erhalten ist, scheint mir nach allen bisherigen Erfahrungen beinahe sicher; man darf wohl annehmen, daß er bei der genannten fragwürdigen Art ebenso in zwei Zipfeln endigte wie beim *L. Geyeri* oder *L. Uhligi*.

Auch mit *L.* (?) *striatus* hat *L. Geyeri* die geringe Höhe, die Gestalt des Schaftes und die dünne Spitze gemeinsam.

Unterschiede vom *striatus* sind die Dorsalrippe und die mehr längliche Kapuze.

Da auch vom *striatus* die Unterseite nicht bekannt ist, mußte sein Gattungsname mit Fragezeichen versehen werden (s. die Beschreibungen bei Gattung *Akidocheilus*). Endlich fällt eine gewisse Ähnlichkeit des *L. Geyeri* mit der tertiären Gattung *Scaptorhynchus* (*Sc. miocenicus Bellardi*) auf. Soviel sich nach den Abbildungen bei Bellardi (I molluschi dei terreni terziari . . . Taf. I, Fig. 2*a*—c)

und Parona (Pal. Ital. 1898, Pisa, Taf. XII, Fig. 7) sagen läßt, bestehen hierzu folgende Ähnlichkeiten:

1. Die deprimierte Gesamtform, resp. die überaus geringe Höhe.
2. die ausgedünnte, beinahe nadelförmige Scheitelspitze,
3. das Größenverhältnis von Kapuze und Schaft,
4. das Vorhandensein einer medianen Längsrippe (Basalkamm) auf der Unterseite,
5. die tiefe Aushöhlung der Unterseite beiderseits längs des Basalkammes,
(6. die längs l_1 sich in spitzigem Winkel treffende deutliche Streifung der Kapuze)

und Unterschiede:

1. Die in zwei Zipfeln endigende Kapuze, während *Sc. miocenicus* einen gerade abgestutzten Hinterrand der Kapuze besitzt ($a/s > 1$), obwohl es sich hierbei wahrscheinlich um einen Unterschied im Erhaltungszustand handelt;
2. die geradlinigen Seitenkanten der Kapuze an Stelle der auffallend geschwungenen des *Scaptorhynchus*;
3. die Dorsalrippe, an deren Stelle beim Vergleichsbeispiel eine kleine Furche (solco) vorhanden ist; allerdings ist es möglich, daß letztere hier ebenso auf eine erodierte Rippe hinweist, wie dies beim *L. Geyeri* und wahrscheinlich auch beim *L.* (?) *sulcatus* der Fall ist;
4. die länglichere, schmälere Kapuze des *L. Geyeri*;
5. dessen kleinerer Scheitelwinkel.

Leider ist gerade das wichtigste Merkmal, die Form des Schaftes (ob ein Sillon vorhanden oder nicht) an keiner der beiden Abbildungen zu sehen.

Keinesfalls ist es berechtigt, *L. Geyeri* und die ähnliche Form (Gattung *Leptocheilus*) mit der tertiären Gattung *Scaptorhynchus* zu identifizieren; denn entweder ist diese Gattung auf sehr unvollständige Exemplare gegründet oder sie unterscheidet sich tatsächlich von der viel älteren Gattung *Leptocheilus*.

Derselben Fundschicht wie der eben beschriebene *L. Geyeri* entstammt ein ähnliches Exemplar, welches so schlecht erhalten und nur von der Oberseite zu sehen ist, daß man nur eine allgemeine Ähnlichkeit erkennen kann, welche dazu berechtigt, diese Form der Gattung *Leptocheilus* einzureihen.

Ein sicherer Unterschied von *L. Geyeri* ist nicht nachweisbar, höchstens scheint der Schaft relativ kürzer zu sein als dort. Die Dorsalrippe ist vollständig erodiert.

Fundort: Aptychenkalk, Niederösterreich, 3 Exemplare, C. W.

2. *Leptocheilus tenuis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 12*a—c*.

(*Rhynchotheutis Fischeri Oost.* bei Favre (Oxfordien), Taf. II, Fig. 4.)

Aus mittel- und oberjurassischen Schichten liegen mehrere Formen vor, welche sich vom *L. Geyeri* durch eine stärkere Krümmung

der Scheitelregion und im Zusammenhang damit durch eine konkave Profillinie der Unterseite und vielleicht auch durch eine weniger weit zurückgreifende Kapuze unterscheiden. Da noch dazu eine beträchtliche Differenz im geologischen Alter und in der geographischen Lage der Fundschicht (Westalpen) besteht, trennte ich diese Formen als eigene Art ab. Eine eigene Beschreibung dürfte nicht notwendig sein; Unterschiede sind:

von *L. excavatus* (Oxfordien) die zartere, dünnere Konsistenz, der relativ längere Schaft und die geradlinigen Seitenkanten der Kapuze, vielleicht auch der Dorsalrippe;

von *L. tenuiformis* (Oxfordien) die dünnere Konsistenz und damit in Zusammenhang die schärfere Spitze, der kleinere Scheitelwinkel und die längliche, schmälere Gesamtform.

Fundort: Oxfordien von Châtel St. Denis (Kt. Freiburg), 3 Exemplare, C. B. — Oxfordien von Col St. Pierre (Basses Alpes), 3 Exemplare, C. Gr. — Oxfordien von Crussol, 1 Exemplar, C. Gr. — Callovien von La Voulte, 4 Exemplare, C. G.

3. *Leptocheilus cf. tenuis n. sp.*

Ein weiteres Exemplar unterscheidet sich von allen Stücken der eben beschriebenen Art durch die Form der Dorsalrippe, welche hier sich gegen den Scheitel hin auffallend verbreitert und abflacht. Außerdem ist die Kapuze etwas kürzer und breiter und im Zusammenhang damit der Scheitelwinkel größer als beim typischen *L. tenuis.*

Von *L. Geyeri* unterscheidet sich *L. cf. tenuis* durch den weniger tiefen Ausschnitt (*a/s*), den geringeren Größenunterschied von Kapuze und Schaft, die Form der Dorsalrippe, den stumpferen Scheitelwinkel und die konkave Profillinie der Unterseite;

von *L. tenuiformis* durch den zarteren, dünneren Aufbau und im Zusammenhang damit viel dünnere Spitze und die Form der Dorsalrippe;

von *L. excavatus* durch all dies und den relativ längeren Schaft und die geradlinigen Seitenkanten der Kapuze.

Fundort: Etwas tiefer als Cordatuszone bei Crussol, 1 Exemplar, C. M.

4. *Leptocheilus tenuiformis n. sp.*

Diese Form bildet eine etwas breitere und fester gebaute Abart vom typischen *L. tenuis.* Die Kapuze ist mit einer sehr deutlichen, scharf abgesetzten Dorsalrippe versehen, welche sich nach vorn zu bei gleichbleibender Höhe verbreitert. Der Scheitel ist gut zugespitzt, aber nicht so nadelförmig dünn wie bei den schon beschriebenen Arten. Die Profillinie der Unterseite ist schwach konkav, der Basalkamm beinahe ebenso breit als hoch. Die Hinterkanten der Kapuze sind zwar nicht vollständig erhalten, jedoch erkennt man, daß sie den Hinterrand des Schnabels um ein gutes Stück überragten.

Vergleiche siehe bei den vorher beschriebenen Arten.

Fundort: Oxfordien (?) von Les Blaches bei Castellane, 2 Exemplare, C. Gr.

5. *Leptocheilus excavatus n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 11 *a—c*.

Diese Artabtrennung ist insofern etwas unsicher, als der Schaft schlecht erhalten ist und die Oberfläche stark erodiert zu sein scheint. Immerhin sind als Artcharakteristika zu erkennen: der besonders kleine Schaft und die konvexen Seitenkanten der Kapuze, eventuell auch die bedeutende absolute Größe. Wenn es sich nicht um eine Erhaltungsverschiedenheit handelt, so würde auch der Mangel einer Dorsalrippe ein wichtiges Artmerkmal bilden; schwache Andeutungen einer solchen Rippe sind übrigens nachweisbar, es dürfte also die Wahrheit in der Mitte liegen und dem *L. excavatus* eine sehr flache, wenig scharf hervortretende Dorsalrippe angehören. Die Scheitelspitze verläuft beinahe geradlinig; die Spitze ist nicht nadelförmig wie beim *L. tenuis* und *L. Geyeri*, sondern nur mäßig ausgedünnt; auch hierbei mag aber der Erhaltungszustand mitspielen.

Vergleiche siehe bei den vorher beschriebenen Arten.

Fundort: Oxfordien von Crussol, 1 Exemplar, C. Gr.

6. *Leptocheilus sp. indef. affin. tenuis.*

(*Rh. Fischeri Ooster*, Ceph., Taf. 4, Fig. 5, non Fig. 2—4, non Fig. 32.)

Obwohl die Unterseite dieser Form nicht sichtbar ist, scheint es doch kaum zweifelhaft, daß wir es mit einer Art zu tun haben, welche dem *L. tenuis* sehr nahesteht und sich von diesem bloß durch die relativ kürzere Kapuze unterscheidet. Man erkennt auch eine deutlich abgesetzte Dorsalrippe, wovon auf Oosters Abbildung nichts zu sehen ist. Ferner stimmt die Form, der Schaft mit derjenigen aller anderen *Leptocheilus* vollkommen überein; der Schaft besteht durchaus nicht bloß aus zwei von der Naht divergierenden Rippchen, wie es nach Fig. 5 (Ooster) scheinen möchte, sondern ist kompakt mit einem muldenförmigen Sillon. Infolge der kürzeren, breiteren Kapuze ist auch der Scheitelwinkel hier größer als beim *L. tenuis*.

Weitere Unterschiede:

Von *L. tenuiformis* der relativ längere Schaft und die weit kürzeren Zipfel der Kapuze;

von *L. cf. tenuis* der relativ längere Schaft und die Form der Dorsalrippe, welche hier in gleicher Schärfe von der Naht bis zur Spitze verläuft;

von *L. excavatus* der viel längere Schaft, die geradlinigen Seitenkanten der Kapuze und vielleicht auch die deutliche Dorsalrippe;

von *L. Geyeri* siehe dort.

Fundort: Mittlerer Jura (?) vom Sulzgraben, 1 Exemplar, C. B.

7. *Leptocheilus sp. indef. affin. excavatus.*

Taf. XIII, Fig. 30.

Einem Gesteinstück (Kiesel- und glimmerreicher Sandstein) sind nebeneinander ein Rhyncholith und ein Belemnit eingelagert. Der erstere stellt eine neue Art der Gattung *Leptocheilus* dar, ist aber leider zu unvollständig bekannt, als daß ein eigener Name gerechtfertigt erschiene; nach der allein sichtbaren Oberseite zu schließen, handelt es sich um einen Vertreter der Gattung *Leptocheilus*, denn der Schaft ist verhältnismäßig sehr klein und die Höhe des Schnabels anscheinend ganz gering, so daß von einer inneren Schnabelmasse, wie sie die Gattung *Hadrocheilus* auszeichnet, nicht die Rede sein kann. Gegen eine Zuordnung zu den im folgenden beschriebenen Gattungen aber spricht die äußere Form.

Die Form der Kapuze entspricht ungefähr derjenigen des *L. excavatus*, auch verlaufen, ebenso wie dort, die Seitenkanten schwach konvex. Die Dorsalrippe ist nicht — wie beim *L. Geyeri* oder *L. tenuis* — als enggepreßte stehende Falte, sondern als nur schwach aufgefaltete Mittelkante entwickelt und reicht unverändert von der Naht bis zum Scheitel. Dieser ist zwar gut zugespitzt, aber nicht gerade nadelförmig ausgedünnt; auch hierin besteht also eine Ähnlichkeit zum *L. excavatus*, welche noch vervollständigt wird durch den überaus kleinen Schaft. Man sieht, daß dieser eine kleine muldenförmige Furche, wie sonst bei *Leptocheilus* trägt, welche von zwei deutlichen Grenzgrippchen (Schaftkanten) eingefaßt wird. Die Zipfel der Kapuze ragen anscheinend weit über den Schaft hinaus. Vorausgesetzt, daß die Unterseite ebenfalls dem *Excavatus*-Typus entspricht, so müßte man diese Form *L. cf. excavatus* nennen und der einzige Unterschied wäre der mehr längliche, schmälere Umriß der Kapuze, eventuell noch die weit geringeren absoluten Dimensionen. Da es ferner an diesem Schnabel beinahe sicher scheint, daß der Mangel einer deutlichen Dorsalrippe nicht durch den schlechten Erhaltungszustand bedingt ist (da die Kapuzenschicht anscheinend vollständig erhalten ist), so würde dies, gleiche Unterseite vorausgesetzt, auch für *L. excavatus* gelten und ein Grund mehr sein für die Annahme, daß die Dorsalrippe kein wesentliches Merkmal der *Leptocheilus* bildet, wie es nach anderen Schnäbeln (*L. Uhligi*, *striatus* und der im folgenden zu beschreibenden *sp. indef.*) wahrscheinlich ist.

Die Unterschiede dieser *sp. indef. affin. excavatus* sind von allen (außer *L. excavatus*) der relativ viel kürzere Schaft, außerdem von *L. Geyeri* (Tithon) die nur schwach (andeutungsweise) aufgefaltete Dorsalrippe und die konvexen an Stelle der geradlinigen Seitenkanten der Kapuze;

von *L. tenuis* und *cf. tenuis* (M. Jura) der geradlinig (anstatt gekrümmt) auslaufende Scheitel, die konvexen Seitenkanten und die nur angedeutete Dorsalrippe.

von *L. tenuiformis* all dies und die länglichere, schmälere Kapuze;

von *L. sp. indef. affin. tenuis* die viel länglichere, weiter zurückgreifende Kapuze, viel schwächere Dorsalrippe und der kleinere Scheitelwinkel;

von *L. sp. indef.* (*Bucklandi Ooster*) die schmälere, weiter zurückgreifende Kapuze und der kleinere Scheitelwinkel.

Fundort: Weißer Jura von La Perreyre (Kt. Freiburg), 1 Exemplar, C. B.

8. *Leptocheilus sp. indef. affin. tenuiformis.*

Taf. XIII, Fig. 28.

(*Rh. Bucklandi Oster*, Taf. IV Fig. 20.)

Diese Form, welche — wie gesagt — mit der von Buckland abgebildeten Liasart nichts gemein hat, ist bei Ooster unter Einfluß der Zeichnung Bucklands ganz falsch abgebildet worden, wie ein Vergleich der hier gegebenen und der zitierten Abbildung Oosters erkennen läßt. Es handelt sich zweifellos um eine eigene Art der Gattung *Leptocheilus*; dies beweist die Form des Schaftes und die ganz geringe Höhe des Schnabels; leider steckt die Unterseite ganz im Gestein, weshalb eine vollständige Definition möglich ist.

Die Kapuze ist auffallend breit und flach, die Dorsalrippe anscheinend erodiert, sie war wahrscheinlich nur andeutungsweise (wenig aufgefaltet) entwickelt. Die glatte Kapuzenschicht fehlt zum größten Teil, daher ist die Zuwachsstreifung sehr deutlich. In der Längsrichtung ist der Schnabel mäßig gekrümmt. Die échancrure ist sehr seicht, was aber vielleicht durch den unvollständigen Erhaltungszustand bedingt ist. Der Schaft ist von demjenigen aller anderen *Leptocheilus* nicht verschieden.

Würde man die Unterseite als dementsprechend ausgebildet voraussetzen, so könnte diese *sp. indef.* als *cf. tenuiformis* bezeichnet werden, von welcher Art der einzige Unterschied die viel kürzere Kapuze zu sein scheint.

Weitere Unterschiede sind:

Von *L. Geyeri* (Tithon), *tenuis* (Call. Oxfordien), *cf. tenuis* die viel breitere Kapuze, infolgedessen der größere ∢ α und wahrscheinlich auch die viel kürzeren Zipfel der Kapuze;

von *L. excavatus* (Oxfordien) der relativ längere Schaft, die breitere Kapuze mit stumpferem Scheitelwinkel und die geradlinigen anstatt der konvexen Seitenkanten;

von *L. sp. indef. affin. tenuis* der relativ kürzere Schaft;

von *L. sp. indef. affin. excavatus* der relativ viel längere Schaft, die breitere und weniger weit zurückreichende Kapuze und der stumpfere Seitenwinkel.

Fundort: Mittlerer Jura von Cheresaulettaz (Kt. Freiburg), 1 Exemplar, C. B.

III. Gattung Akidocheilus[1]).

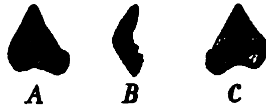
(Hierzu siehe auch Tabelle III auf pag. 570.)

1. *Akidocheilus ambiguus n. sp.*

Textfigur 3.

Aus der Münchner und Genfer Sammlung ist mir je ein kleiner, aber sehr gut erhaltener Rhyncholith bekannt geworden, welcher eine Art repräsentiert, die eine Mittelstellung einnimmt zwischen allen Formen der Gattung *Gonatocheilus* und der Gruppe der *Proceri* (Gattung *Hadrocheilus*). Von der Untersuchung dieser Art ausgehend, fand ich noch zahlreiche Formen, welche die gleichen charakteristischen Merkmale aufweisen wie der *ambiguus* und welche ich infolgedessen zu einer eigenen Gattung vereinigt habe. Allerdings ist Gattung *Akidocheilus* nicht so sicher und deutlich abtrennbar wie die drei anderen, neubegründeten Gattungen, da ihre Vertreter eigentlich Mischformen sind, welche kein neues, sonst nirgends vorkommendes Merkmal für sich allein haben, jedoch glaube ich in dieser und den nachfolgenden Einzelbeschreibungen Gründe zur Genüge erbringen zu

Fig. 3.



A = Ansicht von oben. — *B* = Profilansicht. — *C* = Ansicht von unten.

können, um zu beweisen, daß die Einordnung der unter *Akidocheilus* zusammengefaßten Arten in eine der drei anderen Gattungen nicht ohne weiteres möglich wäre.

A. ambiguus besitzt eine glatte, herzförmige Kapuze, welche mit ihren beiden gut abgerundeten Lappen noch ein gutes Stück über den Hinterrand des Schaftes hinausragt. Vom Schafte bleibt nur ein kleines mittleres Stückchen von der Kapuze unbedeckt. Die Dorsalkante ist im Querschnitte mäßig geknickt und der Länge nach beinahe geradlinig (nur im apikalen Viertel sanft nach abwärts gebogen). Der Schaft besitzt eine von der Naht zum Hinterrande verlaufende, flache und kleine Furche (Sillon) und ist von zwei deutlich entwickelten Kanten (Schaftkanten) begrenzt. Der Hinterrand ist gerade abgestutzt. Die Unterseite verläuft im Profil ganz schwach konkav, beinahe geradlinig; sie wird von einem schmalen, wenig erhabenen Längswulst (Basalwulst) beinahe symmetrisch halbiert. Der Basalwulst dünnt sich nach außen in eine zarte Falte (Basalrippe) aus. Im hintersten Drittel der Unterseite verflacht der Basalwulst und die zarte Basalrippe bildet die einzige Skulptur. Der Scheitel ist dünn und flach, jedoch nur mäßig zugespitzt. Der Schnabel ist von überaus flacher und breiter Gesamtform.

[1]) ἀκίς, Schneide, Spitze.

Bei der Unsicherheit der systematischen Stellung dieser zu *Akidocheilus* gestellten Art dürfte es zweckmäßig sein, auch Vergleiche mit den nächstähnlichen Vertretern der übrigen Gattungen zu geben.

A. ambiguus könnte vielleicht am ehesten für einen *Gonatocheilus* gehalten werden, dafür spricht die Form der Kapuze, speziell die langen gerundeten Lappen derselben und eine gewisse Ähnlichkeit in der Skulptur der Unterseite; verschieden aber ist die ungeknickte Profillinie der Unterseite und das Vorhandensein einer schmalen Schaftfurche; da gerade diese beiden Merkmale nicht unwesentliche zu sein scheinen, da sie mit großer Konstanz und gewöhnlich miteinander kombiniert zu beobachten sind und die entgegengesetzten Merkmale (geknickte Unterseite und breites Sillon) gerade als Charakteristika für *Gonatocheilus* gefaßt wurden, darf wohl *A. ambiguus* der letztgenannten Gattung nicht beigezählt werden.

Von Gattung *Leptocheilus* unterscheidet sich *A. ambiguus* und ähnliche Formen sofort und wohl wesentlich durch den relativ größeren und anders geformten Schaft und eine gewisse Massigkeit des Schnabels; wenn nämlich auch eine konzentrisch fasrige Kapuzenschicht (wie bei Gattung *Hadrocheilus*) nicht besteht, so ist der Schnabel doch, nach der Dicke des Schaftteiles zu urteilen, aus mehreren lamellös übereinandergelagerten Blättern aufgebaut, während ein *Akidocheilus* im ganzen nur aus einer oder höchstens zwei Schichten (Kapuzen- und Basalschicht) besteht.

Von Gattung *Hadrocheilus* ist der strukturelle Unterschied soeben angedeutet worden, er läßt sich auch sofort in der Maßzahl für H/B erkennen; doch auch sonst (Skulptur der Unterseite, Länge der Kapuzenlappen, Verhältnis der Breite zur Höhe) sind so bedeutende Unterschiede, daß *A. ambiguus* unmöglich der Gattung *Hadrocheilus* zugezählt werden kann.

Obwohl von den in Abhandl. 1906 begründeten Arten *sulcatus* und *striatus* die Unterseite unbekannt ist, dürfte es nach der überaus ähnlichen Oberflächen- und Profilform kaum zweifelhaft sein, daß auch diese beiden Formen zur Gattung *Akidocheilus*, und zwar in die Nähe des *A. ambiguus* gehören. Dieser unterscheidet sich von

A. (?) *sulcatus* (Neocom) durch den Mangel einer Dorsalfurche, welcher aber, wie (Beschr. des *A. Geyeri*) hervorgehoben wurde, vielleicht nur infolge der unvollständigeren Erhaltung des *sulcatus* dort sichtbar ist. Das gleiche gilt von der verschiedenen Form der Kapuze. Ferner besitzt aber *A. ambiguus* auch einen relativ größeren Schaft mit flacherer Furche als das Vergleichsbeispiel;

von *A.* (?) *striatus* (Neocom) hingegen sind die Unterschiede nur unwesentliche, nämlich eine auch längliche Kapuze; die Glätte der Kapuze (an Stelle der intensiven Streifung beim *striatus*) ist beinahe sicher nur ein Unterschied im Erhaltungszustand;

von *L.* (?) *Uhligi* (Neocom) unterscheidet sich *A. ambiguus* sehr deutlich durch die gerundeten und viel längeren Lappen der Kapuze und den verschieden geformten Schaft (da *L. Uhligi* den typischen *Leptocheilus*-Schaft mit tief eingesenkter Furche und scharfen Grenzrippen besitzt);

von Gattung *Scaptorhynchus* entfernt sich *A. ambiguus* viel mehr als ein *Leptocheilus* (Größe des Schaftes, Skulptur der Unterseite u. a.).

Vergleiche mit den verwandten Arten: *A. ambiguus* unterscheidet sich von *A. cf. ambiguus* (Neocom) durch die stärkere seitliche Zusammenpressung der Kapuze und infolgedessen den kleineren Scheitelwinkel und (insoweit es sich hierin nicht um einen Erhaltungsunterschied handelt) durch die Glätte der Kapuze;

von *A. levigatus* (Oxfordien), *regularis* (Neocom) und *irregularis* (Neocom) durch die schwächere Abknickung der Kapuze im Querschnitte (d. i. mit a. W. die schwächere seitliche Zusammenpressung der Kapuze), den weniger zugespitzten Scheitel und die weniger scharf skulpturierte Unterseite;

von *A. Tauricus* (Tithon), *cf. Tauricus* (Oxfordien) und *Chomeracensis* (Neocom) durch die breitere Gesamtform, den stumpferen ∢ α und den schmäleren Basalkamm mit deutlicher Rippe.

Fundort: Neocom von Cheiron bei Castellane, 1 Exemplar, C. M.; Neocom von Bonnefontaine am Moleson (Kt. Freiburg), 1 Exemplar, C. B.; Neocom von Méouille, 2 Exemplare, C. G.

2. *Akidocheilus cf. ambiguus n. sp.*

Dieser Schnabel unterscheidet sich vom typischen *ambiguus* durch seine flachere Kapuze, infolgedessen auch größere relative Breite und stumpferen Scheitelwinkel. Möglicherweise ist auch die deutliche Streifung der Kapuze (parallel den Seitenkanten) als Unterscheidungsmerkmal zu betrachten. Eine kleine morphologische Differenz scheint auch darin zu bestehen, daß beim *cf. ambiguus* die Basalrippe der ganzen Länge nach gleichmäßig und überhaupt stärker ausgeprägt ist als beim Vergleichsbeispiel.

Man sieht bei dem vorliegenden Beispiel gut, daß sich der Schaft trotz des ähnlichen Umrisses durch seine furchenartige Längseinsenkung (Sillon) charakteristischerweise vom Schaft eines *Gonatocheilus* unterscheidet.

Das bisher Gesagte bezieht sich auf das Exemplar von Cheiron. Außerdem liegen mir zahlreiche Stücke aus dem Neocom von Voirons vor, von welchen nur zwei je einen vollständig erhaltenen Lappen der Kapuze besitzen, während die übrigen einen gerade abgestutzten Hinterrand der Kapuze aufweisen, genau so, wie er am *A.* (?) *sulcatus* (Abhandl. 1906, Taf. IV, Fig. 22) oder *A. Tauricus* ersichtlich ist. Diese Tatsache kann als ein Hinweis gelten, daß die eben bezeichnete Form der Kapuze niemals ohne genaue Prüfung als die natürliche, unverbrochene aufgefaßt werden darf; in praktischer Anwendung ergibt sich ein spezieller Grund für die Zuordnung des *A. sulcatus* zur Gattung *Akidocheilus* und ergibt sich ein Grund für die wiederholt ausgesprochene Annahme, daß *Rh. sulcatus*, *Rh. acutus Quenst.* und viele andere Arten ebenso wie die Gattung *Scaptorhynchus Bell.* auf unvollständige Exemplare begründet worden sind. Es scheint eben Nicht-*Nautilus*-Schnäbel ohne échancrure überhaupt nicht zu geben, was mit dem charakteristischen Merkmal des dreiteiligen Flügelfortsatzes in unmittelbarem Zusammenhang steht.

Die Form von Voirons besitzt in allen Exemplaren einen etwas schmäleren Schaft als das Exemplar von Cheiron.

A. cf. ambiguus unterscheidet sich

von *A. Tauricus* (Tithon), *cf. Tauricus* (Oxfordien) und *Chomeracensis* (Neocom) durch den relativ kleineren Schaft und viel schwächeren und schmäleren Basalkamm;

von *A. levigatus* (Oxfordien), *irregularis* (Neocom) und *regularis* (Neocom) durch den weniger abwärts gebogenen und weniger zugespitzten Scheitel und die viel flachere Kapuze.

Fundort: Neocom von Cheiron bei Castellane, 1 Exemplar, C. M.; Neocom von Voirons, 23 Exemplare, C. G.

3. *Akidocheilus affin. ambiguus n. sp.*

Das vorliegende Stück ist so sehr von der umhüllenden Gesteinsmasse verdeckt, daß man bloß aussagen kann, daß es sich um eine dem *A. ambiguus* sehr ähnliche Form handelt. Die Form des Schaftes im Vereine mit der ungeknickten Unterseite machen es sicher, daß der Rhyncholith zur Gattung *Akidocheilus* gehört. Die schwache Querschnittknickung der Kapuze, und wie es scheint, auch die Ausbildung des Scheitels stimmen mit *A. ambiguus* überein. Die Skulptur der Unterseite scheint insofern von derjenigen des *ambiguus* verschieden, als die Basalrippe im hinteren Drittel hier als liegendes Fältchen entwickelt ist. Ein Kauhöcker ist nicht vorhanden.

Nähere Vergleiche unterlasse ich angesichts der ungünstigen Erhaltung dieses Fossils.

Fundort: Neocom von Cret Mory bei Châtel St. Denis (Kt. Freiburg), 1 Exemplar, C. B.

4. *Akidocheilus levigatus n. sp.*

Taf. XIII, Fig 13 *a–c*.

Die Kapuze steigt beiderseits flach an und bildet längs l_1 einen zwar zugerundeten, doch deutlichen Knick (oder mit anderen Worten, es ist eine wenn auch nicht zugeschärfte, so doch sehr deutliche Dorsalkante vorhanden). Die Dorsalkante verläuft beinahe geradlinig, nur ganz vorn am Scheitel ist sie ein klein wenig nach abwärts gebogen und endet in einer nadelartig dünnen Spitze. Der Schaft ist nicht viel kleiner als die Kapuze und besitzt die charakteristische *Akidocheilus*-Skulptur, nämlich eine mäßig eingetiefte, dreieckige kleine Furche und einen beinahe gleichseitigen Umriß. Die Form der Furche verbindet *A. levigatus* (so wie auch die beiden vorher beschriebenen Arten) mit Gattung *Hadrocheilus* (*Proceri*-Gruppe), der Umriß zeigt die gleiche Gestalt wie bei Gattung *Gonatocheilus*. Das diesbezügliche Charakteristikum für Gattung *Akidocheilus* scheint in der V e r e i n i g u n g der beiden eben genannten Merkmale zu liegen. Daß man *A. levigatus* keiner der beiden genannten Gattungen beizählen darf, erhellt weiters daraus, daß die U n t e r s e i t e mit keiner dort bekannten Ausbildung übereinstimmt, sondern vielmehr zur Gattung *Leptocheilus* eine gewisse

Beziehung herstellt, indem sie auch beim *A. levigatus* beiderseits der Basalrippe stark ausgehöhlt ist. Die Basalrippe ist als stehende, nach außen gut zugeschärfte Falte ausgebildet. Im Profil verläuft sie geradlinig, an zwei Stücken schwach konkav. Unsicher ist der wirkliche Umriß der Kapuze. da deren Hinterkanten an allen Stücken mehr oder minder verbrochen sind. Man kann nur beobachten, wie die Kapuzenschicht in zwei Lappen etwa bis an den Hinterrand des Schnabels reicht. Die Seitenkanten der Kapuze sind schwach konkav. Das größte der fünf Exemplare mißt 12 *mm*, das kleinste 5 *mm*; bemerkenswerte morphologische Unterschiede zwischen diesen beiden Stücken sind außer der stärkeren Scheitelwölbung und Querschnittsknickung des kleinen Exemplars nicht nachzuweisen; es bestätigt sich auch bei dieser Art, wie überall, wo mir große und kleine Stücke bekannt geworden sind, daß sich die Form der Rhyncholithen während des Wachstums kaum merklich ändert; deutliche morphologische Unterschiede zwischen einem kleinen und großen Rhyncholith dürften also auch dann besser als Artunterschiede zu fassen sein, wenn die betreffenden Schnäbel aus derselben Fundschicht stammen.

Von den hornigen Flügeln sind an zwei Stücken Spuren bemerkbar. Man sieht daraus nur, daß die Flügelfortsätze sehr zart gewesen sein müssen. Dies steht auch im Einklang mit der kleinen Schaftfurche.

A. levigatus unterscheidet sich (außer im geologischen Alter)

von *A. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch die stärkere Querschnittsknickung der Kapuze, den nadelförmig zugespitzten Scheitel und die Skulptur der Unterseite (scharfe Falte an Stelle des Kammes samt dünner Rippe);

von *A. Chomeracensis* (Neocom) durch den nadelförmig spitzen Scheitel und die scharfe Basalfalte an Stelle des flachen Kammes;

von *A. Tauricus* (Tithon) und *cf. Tauricus* (Oxfordien) durch ebendiese Merkmale und die Querschnittsknickung;

von *A. irregularis* und *regularis* (Neocom) durch die symmetrisch geteilte und deutlicher skulpturierte Unterseite und die stärkere Querschnittsknickung.

Fundort: Oxfordien von Jaby bei Castellane (Basses-Alpes), 5 Exemplare, C. Gr.; Oxfordien von Botterens (Kt. Freiburg), 1 Exemplar, C. B.

5. *Akidocheilus regularis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 15*a—c*.

Diese Unterkreideform ähnelt am meisten dem jurassischen *A. levigatus*. Da wie dort ist die Kapuze im apikalen Teile stark abgebogen und im Querschnitt abgeknickt. Schaft und Unterseite zeigen im allgemeinen bei beiden Arten dieselbe Form und Skulptur. Die Unterschiede sind vom *A. levigatus* (Oxfordien) die weniger deutliche, abgerundete Dorsalkante und die schwächer, weniger scharf aufgefaltete Basalrippe. Beide Unterschiede kann man gut und konstant beobachten, die Artabtrennung scheint also auch abgesehen von der Differenz im geologischen Alter begründet.

A. regularis unterscheidet sich

von *A. Chomeracensis* (Neocom) durch die im Querschnitt und der Länge nach besser gerundete (gewölbte) Kapuze und die schärfere Spitze;

von *A. Tauricus* (Tithon), *ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch ebendies und die verschiedene Skulptur der Unterseite (scharfe, zarte Falte an Stelle eines Basalkammes mit dünner Rippe);

von *A. irregularis* siehe folgend.

Fundort: Unteres Neocom von Chomérac (Ardèche), 2 Exemplare, C. G.

6. *Akidocheilus irregularis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 16*a*—*c*.

Das Artcharakteristikum bildet die Skulptur der Unterseite, welche auf eine ganz dünne, überaus unsymmetrisch verlaufende Längsfalte reduziert ist.

Die Kapuze steigt im Querschnitt beiderseits flach zur breitgerundeten Dorsalkante an. Diese verläuft geradlinig, nur ganz vorn am Scheitel ist sie sanft nach abwärts gebogen. Die Hinterkanten der Kapuze sind verbrochen, doch scheint es, als ob die Kapuze in breitgerundete, den Hinterrand des Schaftes überragende Lappen endigte. Der Scheitel ist nicht nadelförmig, sondern flach zugeschärft, allerdings ist das äußerste Ende abgebrochen, jedoch läßt die eigentümliche Verbreiterung der dünnen Basalrippe auf die bezeichnete Form schließen.

Diese Art unterscheidet sich

von *A. regularis* (Neocom) durch die flach ansteigenden Flanken der Kapuze, die geradlinige Dorsalkante und deren flache Zurundung im Querschnitt und die unsymmetrische und auch schwächer ausgeprägte Skulptur der Unterseite;

von *A. Chomeracensis* (Neocom), *ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch den Mangel eines Basalwulstes und der mehr gerundeten Querschnitt der Kapuze und die Unsymmetrie der Unterseite:

von *A. Tauricus* (Tithon) und *cf. Tauricus* (Oxfordien) durch die Unsymmetrie der Unterseite und den stumpferen Profilkrümmungszirkel.

Fundort: Unteres Neocom von Chomérac (Ardèche), 2 Exemplare, C. G.

7. *Akidocheilus Chomeracensis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 14*a*—*c*.

Die Art ist durch einen breiten, flachen Basalwulst charakterisiert. Der Wulst wird auf dem einen Exemplar von einer sehr dünnen Falte, auf dem zweiten Stück von einer sehr zarten Furche der Länge nach halbiert. Daß eine faltenförmige Rippe und eine sozusagen linienbreite Eintiefung für einander stellvertretend vorkommen, kann bei Rhyncholithen wiederholt

beobachtet werden; es sind dies ja nicht wesentlich verschiedene Skulpturelemente; beide sind **Runzelungen der Basalschicht** (oder Kapuzenschicht), die Falte konvex (nach außen), die Furche konkav (nach innen). Man darf also in der obgenannten Verschiedenheit der beiden vorliegenden Stücke ein bezeichnendes morphologisches Merkmal nicht erblicken. Ebensowenig kann die an beiden Stücken sehr deutliche Zuwachsstreifung als Artmerkmal gelten.

Die Kapuze steigt beiderseits mit flacher Flanke zur Dorsalkante empor, welch letztere im Querschnitt deutlich zum Ausdruck kommt, so daß man von einer dachförmigen Querschnittsknickung der Kapuze sprechen kann. Die Dorsalkante ist von der Naht bis zum Scheitel ganz gleichmäßig und kaum merklich gebogen. Die Hinterkanten der Kapuze sind nicht erhalten, doch deutet der Verlauf der Zuwachsstreifen darauf hin, daß weit nach rückwärts greifende Lappen vorhanden gewesen sind. Der Scheitel ist gut zugespitzt, aber nicht nadelförmig ausgedünnt. Der Schaft weicht in Form und Skulptur von dem Schafte aller bisher beschriebenen Arten dieser Gattung nicht ab, er besitzt fast gleichseitigen Umriß und eine lichte, schmale Längseintiefung (Sillon), welche von scharf abgeknickten Kanten begrenzt ist. Es besitzt der Schaft bei allen *Akidocheilus* eine konstante Beschaffenheit. Seine Profillinie ist bei *A. Chomeracensis* ziemlich stark konkav.

A. Chomeracensis unterscheidet sich

von *A. Tauricus* (Tithon) durch den flacheren Basalkamm und spitzeren Scheitelwinkel;

von *A. cf. Tauricus* (Oxfordien) durch die Querschnittsknickung der Kapuze, den stumpferen ∢ $\varkappa$ und besser zugespitzten Scheitel;

von *A. relugaris* (Neocom) durch die flachen Flanken und die deutliche Querschnittsknickung der Kapuze, den stumpferen Scheitel und den breiten Basalwulst, vielleicht auch durch das deutliche Hervortreten der Zuwachsstreifung;

von *A. irregularis* (Neocom) durch die scharf ausgeprägte Dorsalkante und den Basalkamm;

von *A. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch den viel breiteren Basalkamm;

von *A. levigatus* (Oxfordien) durch den stumpferen Scheitel, die konkave Profillinie der Unterseite und deren ganz verschiedene Skulptur.

Fundort: Unteres Neocom von Chomérac (Ardèche), 2 Exemplare, C. G.

8. *Akidocheilus Tauricus n. sp.*

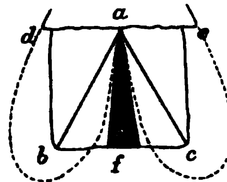
Taf. XIII, Fig. 14*a*–*c*.

Auch für diese Art liegt das charakteristische Merkmal in der Skulptur der Unterseite. Sie besteht aus einem mäßig breiten Basalwulst, welcher in der vorderen Hälfte der Länge deutlich hervortritt und dann die ganze hintere Hälfte der Unterseite einnimmt. Dieser Wulst wird von einer tiefen „linienförmigen“ Einsenkung (Basalfurche) halbiert.

Die Kapuze besitzt flache Flanken und eine im Querschnitt deutlich ausgeprägte Dorsalkante (dachförmiger Querschnitt). Die Seitenkanten verlaufen geradlinig. Der Scheitel ist infolge des sich nach vorn wenig ausdünnenden Basalwulstes stark und nur mäßig zugespitzt [1]). Die Hinterkanten der Kapuze sind derart verbrochen, daß der nämliche unvollständige Umriß der Kapuze resultiert, auf welchem die Art *Rh. acutus Quenst.* und wohl auch die Gattung *Scaptorhynchus* begründet worden sind. Die Zuwachsstreifen treten überaus deutlich hervor, ihr Verlauf beweist, daß auch die Kapuze des *A. Tauricus* eine tiefere échancrure besaß. Der Schaft zeigt die charakteristische *Akidocheilus*-Ausbildung, welche Textfigur 4 schematisch darstellt.

A. Tauricus unterscheidet sich (abgesehen vom Unterschied im geologischen Alter, von allen *Akidocheilus*-Arten durch die Skulptur der Unterseite; außerdem

Fig. 4.



a = Naht. — *d e* = verbrochener Hinterrand der Kapuze. — *b c* = vollständig erhaltener Hinterrand des Schaftes. — *a b* und *a c* = Schaftkanten. — *a f* = Schaftfurche (Sillon).
Die gestrichelte Linie bezeichnet den mutmaßlichen Verlauf des Kapuzenrandes.

von *A. levigatus* (Oxfordien) durch die weniger scharf hervortretende Dorsalkante, den stumpferen Scheitel und die konkave Profillinie der Unterseite;

von *A. regularis* (Neocom) durch die flachen Flanken und den stumpferen Scheitel;

von *A. irregularis* (Neocom) durch die schärfer ausgeprägte Dorsalkante und deren Profilkrümmung;

von *A. Chomeracensis* (Neocom) durch den stumpferen Scheitelwinkel;

von *A. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch den kleineren ∢ x.

Fundort: Tithon von Theodosia (Krim), 2 Exemplare, C. M.

9. *Akidocheilus cf. Tauricus n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 18 *a*–*c*.

Die Kapuze ist im Querschnitte und der Länge nach sehr flach gewölbt, die Scheitelregion erscheint infolge der stark konkaven Seitenkanten ausgedünnt. Die Spitze ist flach und nur mäßig zuge-

[1]) Das heißt mäßig für eine *Akidocheilus*-Form; für eine *Hadrocheilus*-Art wäre die Scheitelspitze des *A. Tauricus* eine scharfe zu nennen.

schärft. Eine eigentliche Dorsalkante ist nicht ausgeprägt, wohl aber eine ganz kleine Dorsalfurche oben an der Naht. Die Hinterkanten der Kapuze sind vollständig verbrochen, man hat es mit dem bei *A. Tauricus* besprochenen unvollständigen Erhaltungszustand zu tun. Der Schaft zeigt keine Spezieseigentümlichkeit. Die Profillinie der Unterseite ist eigentümlich geschweift (wie die Profilansicht erkennen läßt). Ihre Skulptur besteht, wie bei manchen anderen *Akidocheilus*, aus einem sich von der eigentlichen Basis ziemlich scharf abhebenden schmalen Basalwulst, welcher zwei Drittel der Länge der Unterseite einnimmt und von einer Mittellinie halbiert wird; diese mediane Längslinie (Basallinie) ist, wie gewöhnlich, vorn als zarte Rippe, hinten als Eintiefung ausgebildet. Das hintere Drittel der Unterseite wird lediglich von der Fortsetzung der Basallinie (von einer ganz zarten Falte) halbiert. Von Flügelfortsätzen ist nichts zu sehen.

Diese jurassische Art unterscheidet sich von allen *Akidocheilus* durch den kleineren Scheitelwinkel, die relativ lange Kapuze (l_1/l_2, b_1/b_2), die stark konkaven Seitenkanten und die daraus entstehende Scheitelausbildung, die Dorsalfurche und die geschweifte Profillinie der Unterseite; außerdem

von *A. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch den flachgerundeten Querschnitt der Kapuze und die Skulptur der Unterseite;

von *A. levigatus* (Oxfordien) und *regularis* (Neocom) hierdurch und durch den viel stumpferen Scheitel;

von *A. irregularis* (Neocom) und *Chomeracensis* (Neocom) durch den Mangel jedweder Knickung der Kapuze, die Skulptur der Unterseite und die stumpfere Profilkrümmung ($\varkappa$).

Von *A. Tauricus* (Tithon) unterscheidet sich *A. cf. Tauricus* eigentlich bloß durch die stärkere Schweifung des Unterseitenprofils, die flachere Kapuze und die Aushöhlung der Seitenkanten.

Das letztgenannte Merkmal könnte übrigens auch mit dem Erhaltungszustand zusammenhängen.

Fundort: Oxfordien von Hugenauche, 1 Exemplar, C. B.; Oxfordien von Les Blaches bei Castellane, 1 Exemplar, C. Gr.

10. *Akidocheilus (?) transiens n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 26 *a—c*.

Diese in mehreren gut erhaltenen Exemplaren vorliegende Art bildet geradezu einen Übergang zwischen Gattung *Akidocheilus* und *Hadrocheilus*, dürfte aber mit mehr Recht der erstgenannten Gattung beigezählt werden; außerdem sind Beziehungen zu Gattung *Gonatocheilus* vorhanden.

Die Kapuze ist sowohl der Länge nach als auch im Querschnitte flach gewölbt. Die Dorsalkante ist infolgedessen nur angedeutet. Der Umriß der Kapuze ist herzförmig; ihre Hinterkanten sind zwar verbrochen, doch scheint es nach den an einzelnen Stücken erhaltenen Resten, daß die Kapuze, wie bei allen *Akidocheilus*, in zwei zugerundeten Lappen endigt, welche etwa bis an den Hinterrand des Schnabels reichen. Die Seitenkanten der Kapuze verlaufen schwach konkav, sie

sind zugeschärft und leicht nach abwärts gebogen. Der Scheitel ist stark und fest, dabei mäßig zugespitzt und flach nach abwärts gebogen. Die Unterseite verläuft im Profil so tief konkav, daß man beinahe von einer „geknickten Unterseite" sprechen könnte, wie sie für die Gattung *Gonatocheilus* charakteristisch ist. Allerdings weicht ihre Skulptur nicht von derjenigen anderer *Akidocheilus*-Arten ab; sie besteht aus einem nur in der vorderen Längshälfte merklich hervortretenden Basalwulst und einer diesen halbierenden „Basallinie", welche im apikalen Teil als zarte Falte, in den beiden hinteren Dritteilen der Länge als Furche entwickelt ist. Der Schaft verbindet die Form eines *Akidocheilus*- oder *Gonatocheilus*-Schaftes mit der Skulptur eines *Leptocheilus*-Schaftes, denn der Umriß ist ein beinahe gleichseitiges Dreieck, welches von den ziemlich scharf abgeknickten Grenzkanten und dem Hinterrande des Schnabels gebildet wird; der Querschnitt des Sillons aber ist tief v-förmig, wie er für manche *Hadrocheilus* charakteristisch ist.

Der innere Aufbau des Schnabels entspricht demjenigen der *Akidocheilus*, denn man kann an dem größten (hier abgebildeten) Exemplar wahrnehmen, wie der Schaft aus parallel übereinandergelagerten Lamellen besteht (wie dies die schematische Zeichnung, Textfig. 2, für Gattung *Hadrocheilus* zeigt), wogegen an der Kapuze die konzentrisch-fasrige Masse der *Hadrocheilus* fehlt. Dieser Tatsache entspricht auch die relativ geringe Höhe des Schnabels.

Von den hornigen Flügeln sind noch genügend Spuren erhalten, um zu sehen, daß sie dreiteilig, im Verhältnis zu dem großen Rhyncholithen sehr dünn und am oberen Rande umgefaltet (zweilappig) waren.

Vergleiche:

Die hiermit beschriebene Art dürfte am besten zur Gattung *Akidocheilus* zu stellen sein; dafür spricht

1. der innere Aufbau (die Struktur),
2. die Form (Umriß) von Kapuze und Schaft,
3. die Skulptur,
4. die Maßverhältnisse.

Dagegen spricht die sonst bei *Akidocheilus* nicht bekannte absolute Größe und die starke Konkavität des Unterseitenprofils; allerdings ist eine schwach konkave Profillinie für manche *Akidocheilus* geradezu bezeichnend (*A. regularis*, *Chomeracensis*) und die auffallende Größe ist allein kein stichhältiger Grund, den *transiens* von der Gattung *Akidocheilus* abzutrennen.

Die Beziehungen zur Gattung *Hadrocheilus* bestehen eben in dieser Größe, die Schaftfurche und in der besonders festen Scheitelspitze.

Unterschiede von dieser Gattung sind:

1. die tiefe konkave Profillinie der Unterseite,
2. die geringe relative Höhe,
3. der breit herzförmige Umriß der Kapuze,
4. der Umriß des Schaftes als gleichseitiges Dreieck.
5. der Mangel der konzentrischen Faserschicht.

Die ähnlichste *Hadrocheilus*-Art ist *H. procerus* mit seiner geringen Dicke und der tief **v**-förmigen Schaftfurche; doch sind auch hiervon die eben erwähnten Unterschiede (Punkt 3 — 5) sehr deutlich vorhanden.

Die bereits angedeutete Ähnlichkeit mit manchen *Gonatocheilus* besteht in der Form der Kapuze (*G. cordiformis*, Abh. 1906), dem Umriß des Schaftes (gleichseitiges Dreieck), der Skulptur der Unterseite, der geringen Dicke (vergl. *H/B*) und der stark eingetieften Profillinie der Unterseite.

Die Schaftskulptur (**v**-förmige Furche) bildet aber einen so auffälligen und, wie es scheint, wesentlichen Unterschied, daß *A. transiens* von jedem *Gonatocheilus* sich auf den ersten Blick unterscheidet. Der Unterschied wurde wesentlich genannt, weil er, wie analoge Beispiele beweisen, mit dem verschiedenen Bau und der Größe der hornigen Flügelfortsätze zusammenhängt.

Von allen *Akidocheilus*-Arten unterscheidet sich *A. transiens* durch seine bedeutendere absolute Größe und die tief konkave Profillinie der Unterseite, außerdem

von *A. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch die viel flachere Unterseitenskulptur;

von *A. Chomeracensis* (Neocom) hierdurch und durch die stärker gewölbte Kapuze;

von *A. regularis* (Neocom) durch den viel weniger zugespitzten Scheitel und die flacher gewölbte Kapuze;

von *A. irregularis* (Neocom) insbesondere durch die symmetrische Teilung der Unterseite;

von *A. Tauricus* (Tithon) durch den gewölbten Querschnitt der Kapuze und den Mangel eines Basalkammes;

von *A. levigatus* (Oxfordien) durch den viel stumpferen Scheitel, die viel flacher skulpturierte Unterseite und den Mangel einer deutlich ausgeprägten Dorsalkante.

Fundort: Les Blaches bei Castellane, 2 Exemplare, C. Gr.; Oxfordien von Crussol, 1 Exemplar, C. Gr.; Méouille, 1 Exemplar, C. G.; Oxfordien von Hugenauche (Kt. Vaud), 1 Exemplar, C B.; Oxfordien von Les Hugonins (Kt. Freibg.), 1 Exemplar, C. B.

11. *Akidocheilus* (?) *Provinzialis* n. sp.

Taf. XIII, Fig. 25 *a—c*.

Diese eigentümliche Art bildet einen vollständigen Übergang zwischen Gattung *Akidocheilus* und *Gonatocheilus*.

Die Kapuze ist in der Mitte ziemlich scharf abgeknickt (deutliche Dorsalkante), die beiden Flanken steigen flach an, die Seitenkanten sind ganz schwach konkav, der Scheitel ist fest und doch gut zugespitzt. Die Hinterkanten der Kapuze sind vollständig verbrochen, so daß der Umriß der Kapuze gänzlich unbestimmbar ist. Der Schaft besitzt beinahe gleichseitigen Umriß und eine kleine, aber deutlich eingetiefte Längsfurche (Sillon), welche von deutlich abgeknickten, aber zugerundeten Schaftkanten begrenzt wird. Charakteristisch ist die breite Form und die Skulptur der Unterseite;

sie wird von einer etwas unregelmäßig verlaufenden Längsfalte in zwei Hälften geteilt; der apikale Teil besitzt einen allerdings nur angedeuteten länglichen Kauhöcker. Die Profillinie der Unterseite weist zwei deutliche Knickungen auf, ist also als „geschweift“ oder „gewellt“ zu bezeichnen. Quer über Kapuze und Schaft verlaufen überaus deutliche Zuwachsstreifen, was unmittelbar jedenfalls mit dem Erhaltungszustand, mittelbar aber vielleicht auch mit Eigentümlichkeiten der Art zusammenhängt.

Von Flügelfortsätzen sieht man nichts.

Diese Art besitzt mit Gattung *Akidocheilus* folgende Übereinstimmung:

1. Die Form und Skulptur des Schaftes,
2. die Ausbildung der Kapuze (Dorsalkante, Spitze),
3. die relativen Maße für B/L und H/B;

aber folgende Unterschiede:

1. Der Kauhöcker,
2. die geknickte Unterseite,
3. der etwas zu große Scheitelwinkel.

Mit Gattung *Gonatocheilus* verbindet der *A. Provinzialis* die eben aufgezählten Unterschiede von *Akidocheilus*, wogegen gegen eine Einbeziehung zu *Gonatocheilus* spricht:

1. die Form und Skulptur des Schaftes,
2. die Ausbildung der Kapuze (scharfe Dorsalkante).

Unter den *Gonatocheilus* steht *G. expansus* (Call.) und *cf. expansus* (Oxf.) dem *A. Provinzialis* am nächsten. Dieser unterscheidet sich von jenem durch die relativ längere Kapuze (l_1/l_2), den bedeutend kleineren Scheitelwinkel (α), den spitzigeren Scheitel, die deutliche Dorsalkante und den Schaft (Schaftfurche an Stelle des Schaftfeldes und zugerundete Schaftkanten). Die charakteristisch verbindenden Merkmale sind die breite Form und die doppelt geknickte Profillinie der Unterseite und der Kauhöcker an deren apikalen Teile.

Viel auffallender sind die Unterschiede der zu besprechenden Art vom typischen *G. Oxfordiensis* oder *G. Brunneri*, insbesondere durch die zweimal (anstatt einmal) geknickte Profillinie der Unterseite und durch alle relativen Maße.

A. Provinzialis unterscheidet sich von den nächstähnlichen *Akidocheilus* folgendermaßen:

Von allen durch die schon genannten allgemeinen Unterschiede vom *A. Tauricus* (Tithon) und *cf. Tauricus* (Oxfordien) nur hierdurch, sonst außerdem

von *A. levigatus* (Oxfordien) durch die weniger tief ausgehöhlte Unterseite, den nicht nadelförmig zugespitzten Scheitel, die im Querschnitt und Längsschnitt flachere Kapuze und deren größere relative Länge (l_1/l_2);

von *A. Chomeracensis* (Neocom) durch die im Querschnitt flachere Kapuze;

von *A. regularis* (Neocom) durch die im Längs- und Querschnitt viel flachere Kapuze, den stumpferen Scheitel und das Verhältnis l_1/l_2:

von *A. irregularis* (Neocom) durch die deutliche Dorsalkante und den dreikantig zugespitzten (an Stelle des flach zugeschärften) Scheitel;

von *A. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) durch den flacheren Querschnitt der Kapuze.

Das Merkmal der groben Zuwachsstreifung wurde bei den Vergleichen außer acht gelassen.

Aus den Einzelvergleichen ergibt sich, daß *A.* (?) *Provinzialis* wohl am besten zu Gattung *Akidocheilus* zu stellen ist, ja gestellt werden mußte, wollte man nicht für ihn eine eigene Untergattung begründen.

Fundort: Oxfordien von St. Mare bei Aix (Provence), 1 Exemplar, C. M.

IV. Gattung Gonatocheilus[1]).

(Hierzu s. Tabelle III auf pag. 570.)

Die Formen dieser Gattung sind von allen *Hadrocheilus* und *Leptocheilus* in auffallender Weise verschieden, so daß zwischen ihnen und einem *Gonatocheilus* eigentlich gar keine weitere Ähnlichkeit besteht als die für alle Nicht-*Nautilus*-Schnäbel gemeinsamen Merkmale. Dagegen zeigen manche Formen der eben beschriebenen Gattung gewisse Beziehungen zu den *Akidocheilus*, was schon in den Artnamen (*A. ambiguus* und *transiens*) ausgedrückt ist. Vielleicht sind die eben genannten Arten (besonders *A. transiens*) als Misch- oder Übergangsformen zwischen Gattung *Akidocheilus* und *Gonatocheilus* zu betrachten.

Es schien nicht zweckdienlich, diese beiden Gattungen zu vereinigen und nur als Untergattungen abzutrennen, da ja alle übrigen Arten von *Akidocheilus* (*levigatus, regularis* etc.) und *Gonatocheilus* (*Oxfordiensis* etc.) voneinander anscheinend wesentlich verschieden sind.

Im Vorjahre war mir bereits eine Anzahl hierhergehöriger Formen bekannt, welche ich unter „Typus *Palaeotheutis*“ vereinigt hatte. Größtenteils waren es sehr stark verbrochene Exemplare, weshalb zur Korrektur diesmal neue Abbildungen gegeben und als Resultat sehr vieler Messungen die anscheinend besten, sichersten Zahlenwerte auf Tabelle III verzeichnet sind.

Über das Messen einige Bemerkungen.

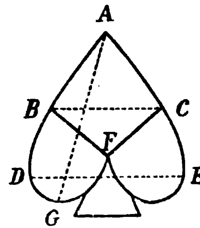
Minuziöse Messungen können nur einen Sinn haben, wenn genau bekannt ist, wie sie vorgenommen wurden. Bei den *Nautilus*-Schnäbeln und wohl auch bei den bisher beschriebenen Nicht-*Nautilus*-Gattungen ist dies, glaube ich, eindeutig bestimmt. Nicht so aber bei *Gonatocheilus*-Formen. Da ist in erster Linie die Höhe in doppelter Weise meßbar; man kann nämlich die Dicke des Schnabels in den Zirkel nehmen, wie es der in Abhandl. 1906, pag. 99, für *H* gegebenen Definition entspräche, oder man kann den Abstand der höchsten Stelle des Schnabels (Naht) von seiner Unterlage in Betracht ziehen. Das Resultat ist infolge der „geknickten Unterseite“ in beiden Fällen ein verschiedenes. In geringem Grade könnte diese Messungsverschieden-

[1]) γόνυ, Knie.

heit auch bei Formen anderer Gattungen verschiedene Werte ergeben (so bei *H. procerus* und *A. transiens*). Ich entscheide mich hiermit für die erstgenannte Meßmethode; denn bei der zweitgenannten käme eigentlich die Stärke der Profilkrümmung zum Ausdrucke und diese wird ja durch ∢ $\varkappa$ ausgedrückt.

Die Breite der Kapuze eines *Gonatocheilus* kann gewöhnlich nicht direkt gemessen werden, da fast alle Exemplare sehr unvollständig erhalten sind, wohl aber ist sie mit ziemlicher Genauigkeit berechenbar, da der Erhaltungszustand konstant gleichmäßig unvollständig ist. In Textfigur 5 stellt *ABC* die gewöhnliche unvollständige, *ADE* die rekonstruierte vollständige Erhaltung eines *Gonatocheilus* dar. Die Kapuze reicht nämlich in zwei gerundeten Lappen weit zurück und diese Lappen sind überall soweit weggebrochen, als sie die feste Schnabelmasse überragen. Solcherart entstanden die von der Naht divergierenden Bruchkanten *FB* unb *FC*. Da so stets das gleiche Stück fehlt, dieses aber durch Vergleich mit vollständig erhaltenen Exemplaren bekannt ist, kann man annähernd richtige Zahlenwerte auch für verbrochene Stücke finden. Es zeigte sich, daß sich

Fig. 5.



BC : *DE* verhält wie 5 : 6. Die wirkliche Breite (*DE*) eines *Gonatocheilus* ist demnach $\frac{6}{5}$ *BC*.

Auch bei allen anderen Gattungen gibt es Arten, deren vollständige Kapuzenform nicht bekannt ist (*A. Tauricus*, *Scaptorhynchus miocenicus Bell.* u. a.), jedoch lag mir dort nicht genügend Vergleichsmaterial vor, um analoge Schlüsse zu ziehen, wie sie für *Gonatocheilus* Geltung haben.

Die Seitenkanten (*s*) der Kapuze habe ich, auch wenn sie konvex oder konkav geschwungen oder nach rückwärts gewölbt sind, stets in geradlinigem Abstand (*AG* der Textfigur 5) gemessen.

Bei Messung des Profilkrümmungswinkels (∢ $\varkappa$) ist Vorsicht nötig, wenn die Lappen der Kapuze erhalten sind und den Schaft überkleiden; hierdurch erscheint die Knickung bedeutend abgestumpft. ∢ $\varkappa$ soll nach der Definition (Abhandl. 1906) den Neigungswinkel von l_1 und l_2 anzeigen; ein genauer Wert für ∢ $\varkappa$ kann also nur dort ermittelt werden, wo die Schaftkante sichtbar ist. Auch dieser Punkt käme auch bei einzelnen Arten anderer Gattungen in Betracht (*H. hamatus* u. a.).

Endlich sei darauf hingewiesen, daß die Zahlen für l_1 und $\varkappa$ entsprechend den in Abhandl. 1906, pag. 99, gegebenen Definitionen

nicht eigentlich die Gesamtlänge der Kapuze eines *Gonatocheilus* angeben, sondern bloß deren Mittellänge (*AF* in Textfigur 5), ohne Lappen.

Es mußte all dies im einzelnen besprochen werden, weil sonst die tabellarischen Angaben leicht mißverstanden werden könnten. Mißt man z. B. einen *G. Oxfordiensis* in dem gewöhnlichen Erhaltungszustand, so ergeben sich Zahlenwerte, welche den analogen eines *Nautilus*-Schnabels ähnlich sind (so $a/s > 1$ etc.); die Täuschung wird eine vollständige, wenn man noch die Oberansicht eines *Nautilus*-Schnabels mit derjenigen eines verbrochenen *Gonatocheilus* vergleicht (z. B. Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 40 und 50); da sieht man beiderseits die für den *Nautilus*-Typus charakteristische Kapuzenform, wie sie Textfig. 3 *a* auf pag. 104, Abhandl. 1906, schematisch darstellt. In Wirklichkeit ist aber ein *Gonatocheilus* in Form und Struktur vom *Nautilus*-Schnabel mehr verschieden als jeder *Hadrocheilus*.

Die älteste Abbildung eines *Gonatocheilus* in der Literatur scheint der *Rhyncholithes Larus Faure-Biguet* (Jura) zu sein. Die Originalabbildung bei Faure-Biguet (1819) ist mir zwar nicht bekannt, wohl aber die Reproduktion bei d'Orbigny (Ann. des Sciences nat., Vol. V, Taf. VI, Fig. 2) und bei Ooster (Cephalop., Taf. IV, Fig. 47); sicher ist es allerdings nach der mehr schematischen als naturgetreuen Abbildung nicht, ob es sich tatsächlich um einen Vertreter der Gattung *Gonatocheilus* handelt, aber es spricht dafür der Umriß der Kapuze, die angedeutete Schaftskulptur, die Profilknickung der Unterseite und deren Skulptur.

Mit größerer Bestimmtheit darf Oosters *Rhynchotheutis Quenstedti* (l. c. Fig. 15 und 16) und *Rh. Brunneri* zu dieser Gattung gestellt werden. Eine nähere Bestimmung ist jedoch infolge der höchst undeutlichen Zeichnung nicht möglich. Sicher ist nur, daß Fig. 15 und Fig. 16 durchaus nicht, wie Ooster meint, dieselbe Art darstellen. Nur Fig. 15 ist mit der in Quenstedts „Cephalopoden" abgebildeten identisch, nur auf diese Form muß der Artname beschränkt werden. Als Artcharakteristikum dürfte die spitz hakenförmige Krümmung des Scheitels und der gänzliche Mangel eines Kauhöckers anzusehen sein. Die in der Zeichnung erkennbare Tatsache des über dem Schaft vollständig geschlossenen Capuchons ist wahrscheinlich für alle *Gonatocheilus* bezeichnend, nur überaus selten nachzuweisen (vergl. aber *Rh. cf. Oxfordiensis*, Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 53).

Dagegen stellt Fig. 15 eine Art dar, welche mit einem scharfen, stark vorspringenden Kauhöcker versehen ist. Dies ist allerdings auf der Oosterschen Abbildung nicht deutlich wahrzunehmen, aber mir liegt das Original dieser Fig. 16 vor, welche beweist, daß die betreffende Form der in Fig. 17–19 dargestellten Art (*Rh. Brunneri*) zumindest große Ähnlichkeit besitzt. Da aber die Oberseite fest im Gestein steckt, ist eine Speziesbestimmung nicht präzis durchführbar. *Rh. Brunneri* aber kann immerhin als eigene Art bestehen bleiben, mußte aber in genauerer Weise definiert und neu abgebildet werden. Die Art ist identisch mit der breiten Varietät der in Abhandl. 1906 unter *Rhyncholithes* (Typus *Palaeotheutis*) *Oxfordiensis* beschriebenen Form.

a) Gruppe der Fracti.

1. *Gonatocheilus Oxfordiensis n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 19*a—c*.

(*Rh. Oxfordiensis*, schmale Varietät, Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 50—52, non Fig. 44—46 [mittlere Varietät], non Fig. 47—49 [breite Varietät], pag. 141.)

Ich habe im Vorjahre für den Hauptvertreter des Typus *Palaeotheutis* den Namen *Rh. Oxfordiensis* gewählt, weil alle Stücke, welche mir damals bekannt waren (15 aus der paläontologischen Sammlung der Wiener Universität, einige Stücke aus dem Wiener Hofmuseum und dem Prager Museum) aus dem Oxfordien stammen. Nach dem überaus reichhaltigen Material, welches mir jetzt vorliegt, ergibt sich folgendes: Nur die in Abhandl. 1906 als mittlere und schmale Varietät bezeichneten Schnäbel sind auf das Oxfordien beschränkt, während die sogenannte breite Varietät bis in die Unterkreide hinaufreicht. Zu dieser durch einige hundert Exemplare belegten paläontologischen Tatsache gesellt sich eine morphologische; es wurde nämlich erkannt, daß die Verschiedenheit der Unterseite bei den schmalen (und mittleren) und bei den breiten Formen mehr Konstanz besitzt, als nach den wenigen mir im Vorjahre bekannten Stücken vermutet werden konnte. Es hat sich nämlich gezeigt, daß mit der breiteren Gesamtform immer auch schärfer ausgeprägte Kauhöcker (siehe schon Abhandl. 1906, pag. 142) und ein eigentümlicher Umriß der Unterseite in Zusammenhang steht. Infolgedessen mußte die breite Varietät (Var. *a*) als eigene Art abgetrennt (*G. Brunneri*) werden; der Name *Oxfordiensis* ist naturgemäß auf eine der ausschließlichen Oxfordformen (Var. *b* u. *c*) zu beschränken.

Als typischer *G. Oxfordiensis* soll die längliche Varietät (Abhandl. 1906) fernerhin gelten.

In Abhandl. 1906 konnte leider kein vollständig erhaltenes Exemplar abgebildet werden, daher dies hier nachgetragen wird. Die Artbeschreibung (in Abhandl. 1906) ist nur durch einen genaueren Vergleich mit *A. Brunneri* zu ergänzen. Es lassen sich folgende zwar geringe, aber konstant miteinander verbundene Unterschiede nachweisen:

1. Die Unterseite ist beim *Oxfordiensis* beiderseits der symmetrisch teilenden Mittellinie (Basallinie) der Länge nach aufgewölbt, beim *Brunneri* wie aufgefalzt flach, fast konkav.

2. Das hinterste Drittel der Unterseite ist beim *Oxfordiensis* verhältnismäßig schmäler als bei der Vergleichsart.

3. Die Kapuze des *G. Oxfordiensis* ist etwas breiter, daher hier B/L ca. 1·0, beim *G. Brunneri* 0·8.

4. Das bestkenntliche Unterscheidungsmerkmal ist $\sphericalangle\,\alpha$ (beim *Oxfordiensis* 50—65°, beim *Brunneri* 70—80°).

Um Wachstumsdifferenzen handelt es sich bei diesen Unterschieden offenbar nicht, da von beiden Formen Exemplare von 6—13 *mm* Gesamtlänge vorliegen (bei ganz kleinen Stücken ist die Artbestimmung nicht mit Sicherheit möglich); und eine Geschlechtsdifferenz dürfte ebensowenig vorliegen, da jede der beiden Arten in bestimmten Lokali-

täten allein vorkommt und da auch in der geologischen Verbreitung ein so auffallender Unterschied nachgewiesen werden konnte.

Weiter unterscheidet sich *G. Oxfordiensis*:

von *G. planus* durch die viel stärkere Knickung des Unterseitenprofils, den kleineren Scheitelwinkel, den stärker ausgeprägten Kauhöcker, die größere relative Länge und die kürzeren Lappen der Kapuze (infolgedessen kleinere échancrure a/s 0·8 statt 0·7);

von *G. cordiformis*, Abhandl. 1906 (Oxfordien), durch den deutlichen Kauhöcker und die kleineren $\sphericalangle \alpha$ und $\varkappa$;

von *G. cf. Oxfordiensis* (Oxfordien) unterscheidet sich die typische Art durch eine etwas länglichere, schmälere Gesamtform im Vereine mit einem spitzeren Scheitelwinkel; auch ist die Aufwölbung der hinteren Längshälfte der Unterseite beiderseits der Basalfurche beim *G. Oxfordiensis* deutlicher ausgeprägt.

Weit größer sind die Unterschiede von *G. expansus* (Callov.) und *cf. expansus* (Oxfordien), sie bestehen in einer viel kleineren échancrure (vergl. a/s), viel geringeren relativen Breite, was in B/L, H/B und b_1/b_2 charakteristisch zum Ausdruck kommt, viel kleinerem Scheitelwinkel und Profilkrümmungswinkel und in der einfachen (an Stelle der doppelten) Profilkrümmung der Unterseite. Die Unterschiede wären groß genug, um für beide Arten eine verschiedene Untergattung anzunehmen.

Fundort: Oxfordien von Crussol (Var), 16 Exemplare, C. M.; Oxfordien von Crussol (Var), 120 Exemplare, C. G.; Oxfordien von Rians, 15 Exemplare, C. Gr.; Oxfordien von St. Mare bei Aix (Provence), 22 Exemplare, C. M.

2. *Gonatocheilus cf. Oxfordiensis n. sp.*

(*Rh. Oxfordiensis*, Typus *Palaeotheutis* [mittlere Varietät], Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 44—46, non Fig. 47—52.)

Da sich eine Reihe von *Gonatocheilus*-Formen durch zwar kleine, aber anscheinend konstante Merkmale, welche soeben aufgezählt wurden, vom typischen *G. Oxfordiensis* unterscheidet, sei hierfür die Art *G. cf. Oxfordiensis* aufgestellt. Man könnte darin auch Übergangsformen zum *G. Brunneri* sehen, jedoch ist die Ähnlichkeit mit diesem eine entferntere als mit dem *G. Oxfordiensis*. Der „Übergangstypus" drückt sich auch in einer Mittelstellung bezüglich der Maßzahlen a/s, B/L und $\sphericalangle \alpha$ aus; deutliche Unterschiede vom *G. Brunneri* sind der schmälere Schaft und der viel kleinere Scheitelwinkel. $\sphericalangle \alpha$ ist gleich dem des *G. planus*; sonst kann für die Vergleiche mit dieser Art, dem *G. cordiformis*, *expansus* und *cf. expansus* das bei *G. Oxfordiensis* Gesagte gelten.

Fundort: Oxfordien von St. Mare bei Aix (Provence), 4 Exemplare, C. M.; Z. des *A. cordatus* von La Voulte (Ardèche), 5 Exemplare, C. M.; Oxfordien von Simiane (Var), 1 Exemplar, C. Gr.; Oxfordien von Crussol (Var), 16 Exemplare, C. Gr.

NB. Wahrscheinlich ist *Rh. cf. Oxfordiensis* (Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 53—55) auch hierher zu stellen. Der im Vorjahre (Tab. pag. 107) angegebene ∢ ϰ dürfte infolge der den Schaft vollständig bedeckenden Kapuze zu hoch veranschlagt worden sein.

3. *Gonatocheilus Brunneri* (*Ooster*).

Taf. XIII, Fig. 9 *a—c*, 10 *a—c*.

(*Rh. Oxfordiensis*, Typus *Palaeotheutis*, breite Varietät, Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 47—49, non Fig. 44—46, non Fig. 50—52.)

1857. Ooster, Cephal., Taf. IV, Fig. 17—19, *Rh. Brunneri*, Fig. 16, *Rh. Quenstedti*, non Fig. 15.

1875. *Rhynchotheutis sp. Favre*, Voirons, Taf. IV, Fig. 8.

1876. *Rh. Brunneri Oost. Favre*, Oxfordien, Taf. II, Fig. 3, und Taf. IV, Fig. 4.

Im Gegensatze zu den übrigen *Gonatocheilus* besitzt diese Art eine auffallend große vertikale geologische Verbreitung (vom unteren Oxfordien bis an die obere Grenze der Oberkreide). Es ist deshalb wohl möglich, daß man — vom geologischen Gesichtspunkte ausgehend — mehrere Subspezies unterscheiden müßte; da aber die morphologischen Anhaltspunkte hierzu nicht ausreichen, das heißt die Unterscheidungsmerkmale zu unsicher sind, seien die jurassischen mit den Unterkreideformen unter dem Namen *G. Brunneri* (*Ooster*) vereinigt. Es liegt mir von dieser Art viel Material aus allen Sammlungen vor.

Wie bei Beschreibung des *G. Oxfordiensis* im einzelnen besprochen wurde, ist die in Abhandl. 1906 als dessen „breite Varietät“ aufgefaßte Form bestimmt und konstant abtrennbar. Da mir im Vorjahr kein vollständiges Exemplar vorlag, sei diesmal eine solche Abbildung gegeben.

Die Artcharakteristika sind: Der breitherzförmige Umriß der Kapuze, der stark und scharf vortretende Kauhöcker, die sehr breite und flache, von einer seichten Furche ziemlich symmetrisch geteilte hintere Hälfte der Unterseite und der stumpfe Scheitelwinkel. Zahlreiche (ca. 30) Messungen an Stücken der verschiedensten Größe haben ergeben, daß die Maßverhältnisse dieser Art sehr konstant sind. Überall ist die Gesamtlänge gleich der Breite der Kapuze, H/B schwankt zwischen 0·4 und 0·45 (Amplitüde nur 0·05), der Scheitelwinkel (α) ist nirgends kleiner als 70° und nirgends größer als 80°, der Profilkrümmungswinkel ($\varkappa$) ist gewöhnlich 95°, nur ausnahmsweise 90° oder 100°. Hingegen ist das Größenverhältnis zwischen Kapuze und Schaft (l_1/l_2 und b_1/b_2) ziemlich verschieden; es scheint übrigens diese Variabilität ein allgemeines Merkmal der Gattung *Gonatocheilus* zu sein, denn bei den Messungen an vielen Exemplaren der Art *Oxfordiensis* war sie ebenfalls zu beobachten (siehe NB.).

Mit der letztgenannten Art wurde *G. Brunneri* bereits punktweise verglichen; sonst unterscheidet sich diese Form

von *G. cf. Oxfordiensis* (Oxfordien) durch die größere relative Breite (B/L, H/B), den stumpferen Scheitelwinkel und die breitere und flachere hintere Hälfte der Unterseite;

von *G. planus* (Callov.-Oxfordien) durch den kleineren $\sphericalangle\ \varkappa$ und im Zusammenhang damit die viel ausgeprägtere Profilknickung der Unterseite, den stumpferen Scheitelwinkel, die größere relative Breite und den deutlichen Kauhöcker;

von *G. cordiformis* (Oxfordien) durch die größere relative Breite, den stumpferen $\sphericalangle\ \alpha$ und viel kleineren $\sphericalangle\ \varkappa$ und den scharfen Kauhöcker;

von *G. expansus* (Callov.-Neocom) und *cf. expansus* (Oxfordien) durch die etwas geringere relative Breite, den etwas kleineren Scheitel- und viel kleineren Profilkrümmungswinkel und die einfache Knickung der Unterseite.

Trotz eingehender Vergleiche und Messungen konnten keinerlei sichere Wachstumsveränderungen wahrgenommen werden, es scheint vielmehr, daß sich die Form (auch die Maßverhältnisse) und die Skulptur mit zunehmender Größe des Rhyncholithen nicht merklich ändern. Es ist dies dasselbe Resultat, welches auch durch die Untersuchungen an Formen anderer Gattungen (*H. Teschenensis*, *L. tenuis*, *A. levigatus* etc.) gewonnen wurde. Ganz kleine Exemplare allerdings zeigen die Artcharakteristika nicht mit voller Deutlichkeit und es ist nicht möglich, Stücke unter 4—5 *mm* Gesamtlänge der Arten *G. Oxfordiensis*, *cf. Oxfordiensis*, *planus*, *cordiformis* oder *Brunneri* mit Sicherheit auseinanderzuhalten, hingegen zeigen Exemplare von ca. 7 *mm* Länge bereits die Artcharaktere deutlich ausgeprägt.

Fundorte:

Oxfordien von Châtel Crésuz (Kt. Freiburg) .	8	Exemplare,	C. B.
„ aus der Gegend des Schwarzsee (Kt. Freiburg)	19	„	C. B.
„ aus der Gegend von Charmey (Kt. Freiburg)	4	„	C. B.
„ vom Col St. Pierre (Basses-Alpes) .	38	„	C. Gr.
„ von Les Blaches bei Castellane .	2	„	C. Gr.
„ „ Maudens bei Châtel St. Denis	49	„	C. B.
Unteres Oxfordien von Châtel St. Denis . .	17	„	C. M.
Oxfordien von Hugonauche	14	„	C. B.
„ „ Rians (Var)	6	„	C. M.
„ „ Cheresaulettaz [1] (Kt. Freiburg)	1	„	C. B.
„ „ Voirons [2]	1	„	C. G.
Valanginien von Cl. St. Pierre (Basses-Alpes) .	19	„	C. Gr.
Unteres Neocom von Ybbsitz (Niederösterreich)	1	„	C. W.
Neocomien von Comps (Var)	1	„	C. Gr.
„ „ Cheiron bei Castellane (Basses-Alpes)	2	„	C. G.
„ aus Basses-Alpes (Lok. ?) . . .	6	„	C. G.
Aptien von Castellane (Basses-Alpes) . . .	2	„	C. M.
Gault „ „ „ . . .	1	„	C. M.

[1]) Original zu Ooster, Cephalopoden, Taf. IV, Fig. 16, *Rh. Quenstedti* (non Fig. 15).

[2]) Original zu Favre, Taf. IV, Fig. 8, *cf. Rh. Brunneri*.

4. *Gonatocheilus planus n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 21 *a—c*.

Einige im allgemeinen mit *G. cf. Oxfordiensis* übereinstimmende Stücke unterscheiden sich von diesem durch die überaus schwache Profilknickung der Unterseite, den stumpferen ∢ ϰ und einen kaum merklich ausgeprägten länglichen Kauhöcker; Unterschiede, welche konstant vereinigt die Artabtrennung rechtfertigen. Da es sich gezeigt hat, daß während des Wachstums von einer gewissen Größe an (*L* ca. 5 *mm*) keine morphologischen Veränderungen am Rhyncholithen statthaben, so dürfte es nicht zulässig sein, den *G. planus* etwa als Jugendform des *G. cordiformis* (Abhandl. 1906) aufzufassen; von dieser Art unterscheidet er sich außer durch seine geringe absolute Größe noch durch die sehr schwache Profilknickung der Unterseite und den verschiedenen Umriß derselben;

von den übrigen *Gonatocheilus* durch die flache Profilkrümmung und den sehr schwachen Kauhöcker, außerdem von *G. Oxfordiensis* durch die größere relative Breite, den stumpferen ∢ α und ∢ ϰ;

von *G. Brunneri* (Oxfordien-Gault) durch die geringere relative Breite, den größeren ∢ ϰ und kleineren ∢ α;

von *G. expansus* (Call.-Neocom) und *cf. expansus* (Oxfordien) insbesondere durch die einfach anstatt doppelt abgeknickte Profillinie der Unterseite, ferner durch seine geringere relative Breite, die kleineren ∢ α und ∢ ϰ und den verschiedenen Umriß der Unterseite.

Fundort: Unterstes Oxfordien von Crussol (Var), 4 Exemplare, C. M.; im Liegenden der Cordatuszone von Crussol (Var), 15 Exemplare, C. Gr.; Cordatuszone (unteres Oxfordien) von La Voulte (Ardèche), 2 Exemplare, C. M.

5. *Gonatocheilus cf. planus n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 20 *a—c*.

Ein einzelnes Exemplar stimmt mit dem typischen *G. planus* nicht vollkommen überein, insofern die Kapuze ziemlich stark seitlich zusammengepreßt, der Scheitelwinkel etwas spitziger und der Profilkrümmungswinkel viel weniger stumpf ist als beim *G. planus*. Dazu kommt vielleicht noch, daß auch der Kauhöcker, welcher zwar die für *G. planus* charakteristische längliche Form besitzt, schärfer ausgeprägt ist als bei der typischen Art.

Fundort: Oxfordien (Cordatuszone) von La Voulte, 1 Exemplar, C. M.

NB. Zwei verschiedene Exemplare, welche sicher der Gruppe der *Fracti* zugehören, sind mit keiner der sechs begründeten Arten ohne weiteres zu identifizieren. Da jedes der beiden Stücke aber vereinzelt unter der Menge des *G. Oxfordiensis* vorkommt, halte ich die betreffenden Exemplare für Ausnahmsformen (pathologische Formen?).

a) Eine Form, welche sonst ganz dem *G. Oxfordiensis* gleicht, aber eine ganz abweichend lange Kapuze besitzt, so daß $l_1/l_2 = \frac{18}{6} = 3{\cdot}0$;

b) eine Form, welche ebenfalls zu *G. Oxfordiensis* gestellt werden müßte, wenn nicht der Schaft von aberranter Länge wäre, so daß $l_1/l_2 = \frac{8}{8} = 1{\cdot}0$.

Es ist schon bemerkt worden, daß das Größenverhältnis zwischen Kapuze und Schaft bei den *Gonatocheilus* überhaupt einigermaßen variabel ist, doch schwankt sonst l_1/l_2 bei *G. Oxfordiensis* (nach sehr zahlreichen Messungen) nur zwischen 1·4 und 1·6.

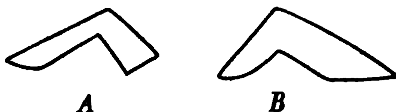
Da sich aber die Unterschiede allein auf ein immerhin nicht ganz konstantes Merkmal beziehen, schien mir eine Artabtrennung nicht gerechtfertigt.

Die beiden eben erwähnten Stücke stammen aus dem Oxfordien von St. Mare bei Aix (Provence), C. M.

b) Gruppe der Duplofracti.

Während alle bisher angeführten *Gonatocheilus* durch eine einfach geknickte Profillinie der Unterseite charakterisiert sind, weisen die beiden nunmehr zu beschreibenden Arten eine doppelte Knickung des Profils der Unterseite auf. Es ist dies ein auffälliges und konstantes Merkmal, welches die Abtrennung einer eigenen Gruppe zu bedingen scheint. Die schematische Textfigur 6 diene zur besseren Veranschaulichung.

Fig. 6.



A = Profil eines *Gonatocheilus* der *Fracti*-Gruppe.
B = Profil eines *Gonatocheilus* der *Duplofracti*-Gruppe.

Dieses Merkmal ist insofern interessant, als es auch für einzelne *Akidocheilus*-Arten bezeichnend ist (*Akidocheilus Provinzialis* und *A. cf. Tauricus*), während das Profil der *Fracti* sonst nirgends zu beobachten ist. Infolgedessen könnte man auch die Gruppe der *Fracti* als die „echten *Gonatocheilus*" bezeichnen, während die *Duplofracti* durch das bezeichnete Merkmal zur Gattung *Akidocheilus* hinüberleiten. Allen übrigen morphologischen Eigenschaften nach gehören diese Formen zweifellos zur Gattung *Gonatocheilus*.

6. *Gonatocheilus expansus n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 22 *a—c*, Fig. 23 *a—c*.

Die Kapuze ist sehr flach, sowohl der Länge nach als auch im Querschnitte kaum merklich gekrümmt, so daß weder eine eigentliche Dorsalkante noch eine Scheitelkrümmung vorhanden ist. Der Umriß der Kapuze ist breit herzförmig, breiter als bei jedem anderen Rhyncholithen. Im Zusammenhange damit steht auch ein exzessiv stumpfer Scheitelwinkel von 80°. Die Seitenkanten verlaufen ganz flach konvex,

beinahe geradlinig. Die Kapuze endigt in zwei etwas zugerundete Lappen, welche zwischen sich eine sehr tiefe échancrure freilassen. Der Schaft zeigt die typische *Gonatocheilus*-Form, nämlich ein ganz seicht eingetieftes Schaftfeld, welches durch die Haftlinie des Mittelflügels unsymmetrisch längsgeteilt wird, ferner scharfe, rechtwinklig abgeknickte Grenzkanten und den Umriß eines gleichseitigen Dreieckes. Die charakteristische Profillinie der Unterseite ist in Textfigur 6 *B* dargestellt. Die Skulptur der Unterseite besteht, wie sonst bei Gattung *Gonatocheilus*, aus einem Kauhöcker (bei *G. expansus* von länglicher Gestalt) im vorderen Teile und einer medianen Längsfurche (welche die Fortsetzung des Kauhöckers bildet) in der hinteren Hälfte. An die Stelle der Furche tritt oft (teilweise oder ganz) eine zarte Falte, worin niemals ein wesentlicher morphologischer Unterschied gesehen werden darf, da bei Rhyncholithen Furche und Falte oft vikariieren.

Quer über den Schaft verlaufen parallel zum Hinterrande sehr deutliche Zuwachsstreifen; auf der Kapuze ist hiervon nur an wenigen Stücken etwas zu sehen.

Von Flügelfortsätzen fehlen alle Spuren.

Die absolute Größe der Exemplare ist eine sehr verschiedene (*L* min. = 5 *mm*, *L* max. = 13 *mm*) und es zeigt sich auch hier, daß eine Veränderung der allgemeinen Form (und der Maßverhältnisse) oder der Skulptur während des Wachstums nicht vor sich geht. Höchstens scheint der Profilkrümmungswinkel (∢ $\varkappa$) mit zunehmender Größe kleiner zu werden und die relative Höhe (Dicke) zuzunehmen, sonst aber sind schon die kleinsten Stücke der Art nach erkennbar.

G. expansus wurde zur Gattung *Gonatocheilus* gezählt

1. wegen des deutlich ausgeprägten Kauhöckers,
2. wegen der Form und Skulptur des Schaftes;

er unterscheidet sich von den „echten" *Gonatocheilus* durch die doppelte Knickung des Unterseitenprofils.

Außerdem unterscheidet er sich von den einzelnen *Gonatocheilus*-Arten:

von *G. Brunneri* (Oxfordien-Gault) durch die etwas verschiedene Skulptur und den verschiedenen Umriß der Unterseite und den etwas stumpferen ∢ $\varkappa$;

von *G. Oxfordiensis* und *cf. Oxfordiensis* (Oxfordien) durch all dies, ferner auch durch die viel bedeutendere relative Höhe, den viel stumpferen Scheitelwinkel und die tiefere échancrure;

von *G. cordiformis* (Oxfordien) und *G. planus* (Oxfordien) durch den stärker ausgeprägten Kauhöcker und die größere relative Breite.

Von *Akidocheilus Provinzialis* (Oxfordien) unterscheidet sich *G. expansus* durch die flache Kapuze (ohne Dorsalkante und Scheitelkrümmung), den stumpfen Scheitelwinkel den deutlichen Kauhöcker und insbesondere durch das flache Schaftfeld (an Stelle der viel stärker eingetieften, länglichen Schaftfurche beim Vergleichsbeispiel);

von *Akidocheilus cf. Tauricus* durch all dies in noch stärkerem Grade. Es wird demnach die hiermit definierte Art nicht zu Gattung

Akidocheilus gestellt werden dürfen, sondern als ein Vertreter der Gattung *Gonatocheilus* zu betrachten sein, welcher infolge seiner welliggeknickten Unterseite eine gewisse Beziehung zu einzelnen *Akidocheilus* aufweist.

Fundort: Callovien von La Voulte (Ardèche), 36 Exemplare, C. G.; Cordatuszone von St. Mare bei Aix (Provence), 1 Exemplar, C. M.; Neocomien von Comps (Var), 1 Exemplar, C. Gr.; Neocomien (?) von Les Blaches bei Castellane, 1 Exemplar, C. Gr.

7. *Gonatocheilus cf. expansus n. sp.*

Taf. XIII, Fig. 24 *a—c*.

Ein Exemplar weicht insofern vom typischen *G. expansus* ab, als es eine etwas stärkere Knickung der Unterseite, einen etwas spitzigeren Scheitelwinkel und — was mittelbar auch ein Artmerkmal bezeichnen dürfte — eine sehr deutliche Streifung der Kapuze aufweist.

Fundort: Oxfordien von Rosière (Ardèche), 1 Exemplar, C. G.

II. Allgemeiner Teil.

Waren mir im Vorjahre im ganzen nur vierzig Rhyncholithenexemplare bekannt, so liegen mir heuer deren einige hundert vor und es ist verständlich, daß demnach ganz andere, präzisere Unterscheidungen gemacht werden konnten, als dies in Abhandl. 1906 möglich war. Es schien angezeigt, die Rhyncholithen ebenso in Gattungen und Arten zu teilen, wie dies mit den Belemniten und ähnlichen Cephalopodenresten geschehen ist. Über die mit dieser Arbeit eingeführte Neubenennung ist schon in der Vorbemerkung gesprochen worden.

Die in Abhandl. 1906 ausgegebene Terminologie hat sich im allgemeinen bewährt, nur mußten infolge der präziseren Gattungsunterscheidungen einige neue Termini geschaffen werden; das folgende gilt als Ergänzung des auf pag. 98 ff. der Abhandl. 1906 Gesagten.

Zur Terminologie.

Das Verhältnis b_1/b_2 habe ich zwar überall ausgerechnet, dann aber nicht in die Tabelle aufgenommen, weil es im wesentlichen nichts anderes sagt als l_1/l_2; dazu kommt noch, daß sowohl l_1/l_2 als auch b_1/b_2 bei allen Gattungen innerhalb der Art ziemlich beträchtlich variabel sein können. In denjenigen Fällen, da b_1/b_2 in Betracht kommen könnte, wurde dies in der Einzelbeschreibung hervorgehoben. Auch die im einzelnen berechneten Zahlen für H/L habe ich nicht in die Tabelle aufgenommen, sondern nur dort erwähnt, wo das Resultat nicht ohnedies in H/B und B/L ausgedrückt erschien.

Es sei hier im Zusammenhang wiederholt, daß der Einfachheit halber, diesmal statt Oberseite der Kapuze einfach Kapuze und statt Oberseite des Schaftes einfach Schaft gesagt wurde, somit am Rhyncholithen morphologisch drei Teile unterschieden wurden: Kapuze, Schaft und Unterseite.

Wie sich diese äußerliche Einteilung zur wesentlichen verhält, ist in den Gattungsdefinitionen auseinandergesetzt.

Um kürzere und dabei noch deutlichere Einzelbeschreibungen zu erzielen, wurden gewisse Ausdrücke nur in einem bestimmten, beschränkten Sinne, als Termini, gebraucht:

Die Naht bezeichnet den Punkt, in welchem die beiden konvergierenden Grenzkanten der Oberseite des Schaftes [1]) sich treffen, zugleich den Grenzpunkt zwischen Kapuze und Schaft.

Die Kapuze endigt bei den Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln entweder in (zugespitzten) Zipfeln oder in (mehr oder weniger abgerundeten) Lappen, durch welche Termini zugleich Gattungsunterschiede bezeichnet werden.

Lappen oder Zipfel der Kapuze werden innen durch die Hinterkanten (der Kapuze) begrenzt, welch letztere den Ausschnitt (die échancrure) einschließen.

Die Seitenkanten (der Kapuze) schließen den Scheitelwinkel (∢ α) ein.

Die Schaftkanten (= Grenzkanten des Schaftes) grenzen die Oberseite des Schaftes gegen dessen Flanken ab.

Der Hinterrand des Schaftes fällt stets mit demjenigen des Schnabels überhaupt zusammen.

Der Ausdruck Profilkrümmungswinkel (∢ κ) ist auf pag. 99, Abhandl. 1906, erklärt.

Der Schaft aller Nicht-*Nautilus*-Schnäbel trägt eine Eintiefung (Sillon), welche als Schaftfurche bezeichnet wird, wenn sie deutlich eingesenkt ist und als Schaftfeld, wenn sie fast unmerklich eingetieft, sondern sehr breit und flach ist; es verrät auch hier der Terminus einen Gattungsunterschied.

Dorsal bezeichnet die Ober-, das ist Außenseite, basal die Unter-, das ist Innenseite des Ryncholithen, apikal seine Scheitelregion [2]).

Der Form entsprechend unterscheidet man auf der Kapuze eine Dorsalrippe, Dorsalschwiele oder eine einfache, zugeschärfte oder zugerundete Dorsalkante; selten beobachtet man eine kleine Dorsalfurche.

Die Unterseite wird allgemein durch die Basallinie halbiert, an deren Stelle entwickelt sein kann: eine steif gerade Basalleiste, eine im Profil konvex oder konkav geschwungene Basalrippe, eine

---

[1]) Wie hier gesagt werden muß, um den Gegensatz zu den Flanken des Schaftes zu bezeichnen.

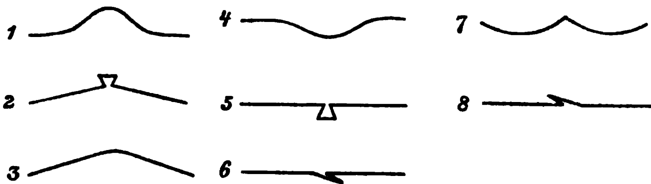
[2]) Diese Bezeichnungsweise weicht von derjenigen Paronas ab. Parona nennt die Kapuze: la parte anteriore o dorsale, den Schaft: la parte posteriore o basale, die Unterseite: la parte posteriore o inferiore; er gebraucht also „basal" in anderem Sinne, als es in der französischen Terminologie und auch hier vermeint ist.

nach einer Seite überliegende, etwas unregelmäßig verlaufende Basalfalte, ein plumper Basalwulst oder in der Form zwischen diesem und der Rippe stehende Basalkamm, oft ist ein deutlich vorspringender Basalhöcker vorhanden oder an Stelle der Erhabenheit eine zarte Basalfurche oder tief eingesenkte Basalsenke ausgebildet. Erscheint die Basalskulptur im apikalen Drittel der Länge, dann unterscheidet man je nach der Form Kauwulst, Kauhöcker und Kaurippe.

Die somit bezeichneten Skulpturelemente sind oft in verschiedenartiger Zusammenstellung an einer Form vorhanden; sie alle sind Bildungen der äußeren harten Rhyncholithenschicht, welche entweder aus zwei Teilen bestehend die innere Schnabelmasse umgibt oder welche an sich den Rhyncholithen zu bilden scheint.

Im ersteren Falle unterscheidet man die Deckschicht, welche von der Kapuze unmittelbar auf die hornigen Flügel übergreift, und die Basalschicht, welch letztere mit den Lamellenschichten des Schaftes identisch zu sein scheint; außerdem aber liegt unter der

Fig. 7.



1. Dorsalschwiele. — 2. Dorsalrippe. — 3. Gerundete Dorsalkante. — 4. Basalwulst (-kamm, wenn länger und schmäler, -höcker, wenn ganz kurz). — 5. Basalrippe (-leiste, wenn besonders steif und geradlinig). — 6. Basalfalte. — 7. Basalsenke. — 8. Basalfurche.

Deckschicht die konzentrisch fasrige Innenschicht. Im zweiten Falle, das ist wenn eine Innenschicht (der Kapuze) fehlt, heiße die den vorderen, oberen Teil des Rhyncholithen bildende Masse Kapuzenschicht, während der Name Basalschicht auch hier beibehalten werden kann. In den Ausdrücken Deckschicht, respektive Kapuzenschicht sind also wichtige Unterscheidungsmerkmale gegeben.

Textfigur 7 zeigt, inwiefern die vorher bezeichneten Skulpturelemente Bildungen der äußeren Schicht sind.

Man ersieht, daß zwischen Dorsalschwiele, Basalwulst (-kamm, -höcker, -senke) einerseits und Dorsalrippe, Basalrippe (-leiste, -falte, -furche) anderseits ein sozusagen wesentlicher Unterschied besteht, indem die letztere Gruppe mehr äußerliche Skulpturelemente darstellt, während diejenigen der ersten Gruppe mit dem inneren Aufbau des Schnabels zusammenhängen. Ferner erkennt man (vergl. Nr. 6 u. 8), daß die Basalfurche und die Basalfalte vollständig gleiche Bildungen sind und es somit erklärlich ist, daß sie oft miteinander ab, wechseln. Die Dorsalkante stellt kein eigenes Skulpturelement dar-sondern bestimmt an sich die Form der Kapuze.

Für manche der somit eingeführten Termini sind in der französischen Rhyncholithenliteratur Umschreibungen oder Benennungen vorhanden. So bezeichnet Ooster die Dorsalschwiele oder Basalrippe in gleicher Weise mit „crête longitudinale médiane" (*Rh. Fischeri*), die Schaftfurche drückt er durch „échancré à son extremité" aus, die Lappen (respektive Zipfel) der Kapuze durch „les deux parties laterales en forme d'ailes" oder „— aliformes laterales"; „ridé transversalement (oder — en travers) bezeichnet ebenso wie „rides concentriques" die Zuwachsstreifung, la saillie den Kauhöcker, le sillon die Basalsenke (im Gegensatz zu Pictet et Loriol, welche unter Sillon die Schaftfurche verstehen), die Schaftkanten deutet Ooster an durch „la partie postérieure est comme ployée en arrière"; die Seitenkanten heißen „les bords lateraux de la partie antérieure". Die Kapuze selbst (capuchon Pictet et Loriol) bezeichnet Ooster stets als „la partie antérieure, vue en dessus", den Schaft (hampe Pictet et Loriol) als „la partie postérieure vue en dessus", die Unterseite in gleicher Weise „— vue en dessous". Für die hornigen Flügel gebrauchen Pictet et Loriol den Ausdruck „appendices", leider aber auch „ailes laterales", was zu steter Verwechslung mit den Lappen (Zipfeln) der Kapuze Anlaß gibt. Dumortier versteht, wie Ooster, unter „ailes" die Enden der Kapuze. Die Bezeichnung „expansions latérales" wird bei Pictet-Loriol für die hornigen Flügelfortsätze angewendet, bei d'Orbigny aber bezeichnet derselbe Ausdruck die Lappen der Kapuze.

Ich wollte mit dem Gesagten andeuten, wie wichtig die Einhaltung einer einheitlichen Terminologie auch bei Rhyncholithenbeschreibungen ist. Auch hier sind ohne präzise Termini keine präzisen Speziesbeschreibungen möglich, daher passen alle älteren Artbeschreibungen mehr oder weniger auf alle Rhyncholithen und erst in Pictet et Loriols Werk sind Anläufe zu genauerer Spezialisierung bemerkbar, während zum Beispiel Ooster bei jeder Rhyncholithenart der Kapuze die Eigenschaften „lisse, convex, cordiforme" usw. zuschreibt.

Zur Systematik.

Die Definition für *Rhyncholithes* (= festes Oberkieferstück eines Cephalopoden), welche in Abhandl. 1906 auf pag. 104 gegeben wurde, hat sich nach dem bisher Erfahrenen bewährt, ebenso kann ich die Abtrennung des „*Nautilus*-Typus" von allen anderen Rhyncholithentypen" vollinhaltlich aufrecht erhalten [1]); zwischen *Nautilus*-Schnäbeln und Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln bestehen in der Tat derartig wesentliche Unterschiede, daß diese Abtrennung zur Grundlage der hiermit begründeten Einteilungen gemacht werden konnte, indem beide großen Gruppen eine vollständig getrennte Beschreibung erfuhren.

[1]) Eine solche Abtrennung ist, allerdings ohne die wesentlichen Unterscheidungsmerkmale zu treffen, schon von d'Orbigny und von Pictet et Loriol gemacht worden (S. Historische Einleitung in Abhandl. 1906).

A. Nautilusschnäbel.

Es wurde in Abhandl. 1906 auch erörtert, daß es vollständig unhaltbar sei, alle Rhyncholithen mit *Nautilus*-Schnäbeln zu identifizieren, wie Zittel und viele andere Paläontologen wollten. Die Annahme, es könnten einzelne Rhyncholithenformen auch Dibranchiaten zugehört haben, ist aber keineswegs neu (vergl. histor. Teil der Abhandl. 1906), wie C. Bortolotti in seinem sonst sehr schätzenswerten Aufsatze über „*Rhyncholithes o Rynchotheutis*“ (Rivista di Pal. 1905, pag. 121—123) meint. Bortolotti fand, daß gewisse Rhyncholithen — welcherlei Formen er untersuchte, ist leider nicht gesagt — zu den Schnäbeln rezenter Dibranchiaten (*Sepia*, *Loligo*, *Octopus* und *Eledone*) nahe Beziehungen aufweisen in ihrer Gesamtform und ihrer histologischen Struktur; dazu kommt, daß F. Neri an rezenten Dibranchiatenschnäbeln einen leichten Kalküberzug nachweisen konnte, es war also sehr wohl möglich, daß sich Dibranchiatenschnäbel in größerer Zahl fossil erhalten konnten. Der vierte Grund, den Bortolotti zugunsten der Zugehörigkeit mancher Rhyncholithen zu den Dibranchiaten anführt, nämlich die Tatsache, daß die Schnäbel allein nicht gemeinsam mit Schalen gefunden wurden, ist weniger stichhaltig, da für Schale und Schnabel eben andere Erhaltungsbedingungen herrschen. Man findet ja auch vom rezenten *Nautilus* nur die leeren Schalen häufig.

Zahlreiche Rhyncholithen durften mit Bestimmtheit als echte *Nautilus*-Schnäbel gefaßt werden,

1. weil sie wiederholt in Verbindung mit *Nautilus*-Schalen gefunden wurden (zitiert im Cephalopodenkatalog des Britischen Museums, bei Buckland etc., s. Abhandl. 1906);
2. weil sie dem rezenten *Nautilus*-Schnabel in allen wesentlichen Merkmalen gleichen.

Im Gegensatze hierzu wurden als Nicht-*Nautilus*-Schnäbel alle jene Rhyncholithen aufgefaßt, welche in Bau und Form vom rezenten *Nautilus*-Schnabel wesentlich abweichen und welche auch niemals in Verbindung mit *Nautilus*-Schalen gefunden wurden.

Definition der *Nautilus*-Schnäbel.

Alle *Nautilus*-Schnäbel sind durch einige wichtige und konstante Merkmale untereinander verbunden und hierdurch zugleich von allen Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln verschieden. Diese Merkmale sind:

1. Der eigentümliche innere Aufbau.

Wenn es mir auch nicht möglich war — ohne die Originale, welche je nur in einem Stücke vorliegen, zu zerstören — nähere Studien über den Aufbau der fossilen *Nautilus*-Schnäbel zu machen, so scheint es doch beinahe sicher, daß sie hauptsächlich aus drei Schichten bestehen, nämlich

a) einer inneren, porösen, ziemlich weichen kalkigen Masse,
b) einer harten, glatten, glänzenden Außenschicht,
c) einem kreidigen Überzug.

Letzterer bedeckt beim rezenten Schnabel noch die angrenzenden Teile des hornigen Flügels und dient augenscheinlich zur Verfestigung

(Verkittung) von Schnabel und Flügel, das heißt er scheint dazu bestimmt, dem Kalkschnabel innerhalb des Flügels einen festeren Halt zu gewähren.

Auf der Abbildung des rezenten Schnabels, Abhandl. 1906, Taf. V, Fig. 67, ist die kreidige Verbindungsschicht am dunklen Flügelfortsatze nicht mehr zu sehen, weil sie, bevor die Zeichnung gemacht wurde, vollständig abgebröckelt war; wohl aber deutet noch eine zarte Bogenlinie (Fig. zit.) an, wie weit die kreidige Schicht gereicht hat. Die Unmöglichkeit, diese zarte, staubig-bröselige Masse auch nur einige Tage unversehrt zu erhalten, erklärt, daß man Spuren hiervon nur in sehr geringem Ausmaße und nur selten an fossilen *Nautilus*-Schnäbeln zu finden hoffen darf. Tatsächlich läßt sich ein kleiner Rest des kreidigen Kittes beim *Rh. Hoffmanni* nahe der Naht nachweisen.

2. Der einheitliche, halbkreisförmig um den Schnabel gelegte, vollständig gerundete Flügelfortsatz und im Zusammenhang damit

3. die stets viereckige Kapuze ohne Ausschnitt (échancrure) (daher $a/s = 1{\cdot}0$ oder größer) und

4. der glatte, gerundete Schaft ohne Furche (sillon).

Trotz der vollkommenen Übereinstimmung in den genannten vier Merkmalen sind doch feinere (Art-) Unterscheidungen an *Nautilus*-Schnäbeln mit bemerkenswerter Präzision möglich. Dies ist bedingt durch gute Verschiedenheiten der einzelnen hierher gehörigen Formen besonders in den absoluten und relativen Maßen, in der Ausbildung des Scheitels und der Skulptur der Unterseite. Eine möglichst vollständige Beschreibung der Rhyncholithen der Gattung *Nautilus* (*sensu lato*) hätte folgende Merkmale zusammenzufassen [1]:

1. Bestandteile des Schnabels (wie erörtert).

2. Skulptur.

a) Kapuze: Umriß Rhombus oder Deltoid, an der Naht stets in spitzem Winkel endigend (vergl. Abhandl. 1906, Textfig. 3 *a*, pag. 104); stets glatte Dorsalkante, niemals Dorsalschwiele oder -furche;

Dorsalkante geradlinig oder gekrümmt im Längsverlauf; die Seitenflächen der Kapuze treffen an der Dorsalkante in spitzigem Winkel (seitliche Kompression) oder stumpfem Winkel aneinander;

Scheitel stets fest, nie nadelförmig dünn, oft ganz stumpf zugerundet, gewöhnlich geradlinig auslaufend und mäßig zugespitzt, oft hakig abgebogen.

b) Schaft: stets glatt und oben gerundet, mit deutlichen von der Naht aus divergierenden Haftlinien des Flügels;

Hinterrand gerade abgestutzt oder konvex.

c) Unterseite: Profillinie im allgemeinen geradlinig, nur durch die Basalskulptur und die Scheitelkrümmung modifiziert, nie geknickt oder stärker gekrümmt;

[1]) Was bei der einzelnen Artbeschreibung als Schema gelten kann.

Kauwulst (bei den geradlinig auslaufenden, stumpfen Schnäbeln) oder Basalwulst (bei den hakig abgebogenen Formen), Randskulptur (nur bei manchen triadischen Formen), niemals Basalleiste, -falte, -höcker, -furche, -senke.

3. Maße.

a) Absolute: ganz kleine bis größte Formen.

∢ α zwischen 45° und 90° sehr variabel[1]),
∢ κ „ 95° „ 125° „ „

b) Relative: a/s Minimum 1·0, oft größer,
B/L zwischen 0·48 und 0·8
H/B „ 0·60 „ 1·2
l_1/l_2 „ 0·86 „ 2·3
b_1/b_2 „ 1·36 „ 2·4.

Die eben zitierten Verhältniswerte sind die gemessenen Maxima und Minima. Es ist möglich, aber nicht wahrscheinlich, daß die Amplitüde nach reichlicherem Material bedeutend größer ausfallen würde. Man darf wohl als eine Eigentümlichkeit der echten *Nautilus*-Schnäbel hervorheben, daß die absoluten und relativen Maße für die Gattung sehr variabel, für die Art aber konstant sind (vgl. Einzelbeschreibungen).

Die Unterabteilung aller *Nautilus*-Schnäbel in einzelne Gruppen wurde schon innerhalb der Einzelbeschreibungen zu begründen versucht. Der rezente Schnabel ist gewissermaßen ein Mischtypus zwischen der Gruppe der *Curvati* und der *Recti*. Der triadische *Rh. hirundo* weicht von beiden sehr bedeutend ab und bildet eine Formgruppe für sich.

B. Nicht-Nautilus-Schnäbel.

Hierher sind alle Fossilien zu stellen, welche der in Abhandl. 1906 für „*Rhyncholithes*“ gegebenen Definition genügen und von den echten *Nautilus*-Schnäbeln durch eine dreieckige, mit einem Ausschnitt versehene Kapuze, durch einen im Querschnitt eckigen (Schaftkanten) Schaft und einen dreiteiligen Flügelfortsatz unterschieden sind. Innerhalb dieses Formenkreises sind zahlreiche so charakteristische Unterscheidungen und gleichzeitig konstante Zusammenfassungen durchführbar, daß es möglich und zweckmäßig erschien, die im Vorjahre aufgestellten problematischen Typen in fester gefügte „Gattungen“ umzuwandeln. Es ist kaum notwendig, eigens zu erwähnen, daß dies nicht Gattungen im zoologischen Sinne sind; gleichwohl sind sie aber manchen anderen paläontologischen Gattungen (z. B. bei Gastropoden, Belemniten etc.) vollkommen gleichwertig.

Die Fülle von Merkmalen, welche alle Rhyncholithen — *Nautilus*-Schnäbel und Nicht-*Nautilus*-Schnäbel — erkennen lassen, zerfallen ihrem Werte nach in drei Gruppen, nämlich

[1]) Aber, wie es scheint, konstant für die Art, also als Artmerkmal gut brauchbar.

1. wesentliche Merkmale; als solche betrachtete ich diejenigen, welchen eine besondere Bedeutung zukommt; nur von wenigen Merkmalen ist dies erwiesen, sie wurden für die Hauptabteilungen verwendet, es sind entweder

a) Merkmale, welche mit der Organisation des gesamten Kauapparats in Zusammenhang stehen; das ist die Grundform der Kapuze (drei- oder viereckig; Vorhandensein oder Fehlen der échancrure) und die Skulptur des Schaftes (gerundet oder mit Sillon versehen), insofern dies mit dem Habitus der Flügelfortsätze (ein- oder dreiteilig) zusammenhängt: Hauptunterschied zwischen *Nautilus*- und Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln. Ferner die Form des Sillons (Schaftfurche oder Schaftfeld), da hiervon die gewölbte oder geradlinige Anlage der hornigen Flügel abhängt (vgl. *Hadrocheilus* und *Gonatocheilus*);

b) Merkmale, welche vielleicht mit der Lebensweise (besonders der Nahrung) der betreffenden Tiere in Beziehung stehen; das ist der innere Aufbau des Schnabels (vgl. die „massigen“ Rhyncholithen der Gattung *Hadrocheilus* und die dünnen, zarten der Gattung *Leptocheilus* etc.), die Ausbildung der Scheitelregion (vgl. den festen, mäßig spitzen Scheitel der *Gonatocheilus*, den dünnen scharfen der *Akidocheilus*, den stumpfen der triadischen *Rh. hirundo* etc.), die Krümmung des Schnabels, speziell der Unterseite (vgl. die Profile von *Hadrocheilus rugosus*, *Gonatocheilus Brunneri* u. a.).

2. Sichere morphologische Merkmale, für welche aber eine besondere Bedeutung nicht ermittelt werden kann. Solche sind die deutlichen und konstanten Unterschiede in den absoluten und relativen Maßzahlen und einzelne Skulpturelemente.

3. Merkmale, welche möglicherweise vom Erhaltungszustande des Fossils bedingt sind. Dahin gehören der Grad der feineren Ornamentierung der Zuwachsstreifung auf Kapuze und Schaft, der Umriß der Kapuze (welcher jedoch bei den meisten Arten nach Analogie verwandter Formen rekonstruierbar war, für die Gattung *Scaptorhynchus Bellardi* aber noch nicht feststeht), das Verhältnis l_1/l_2, wenn die Deckschicht über der Naht erhalten ist (s. *H. hamatus*), oft auch der Grad der Abstumpfung des Scheitels u. a.

Sämtliche Nicht-*Nautilus*-Schnäbel haben folgende Merkmale miteinander gemein und unterscheiden sich eben hierdurch von den *Nautilus*-Schnäbeln:

1. So verschieden auch der innere Aufbau der Nicht-*Nautilus*-Schnäbel bei den verschiedenen Gattungen ist, so haben sie doch niemals die Struktur eines *Nautilus*-Schnabels und stets eine dünne glatte Deck- oder Außenschicht, welche sich von der Kapuze ohne Abgrenzung auf die Flügelfortsätze hinüberzieht und diese noch ein Stück weit bedeckt. Danach scheint es, als ob bei den Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln diese glatte Schicht die Stelle des kreidigen Überzuges der *Nautilus*-Schnäbel vertrete, da eben auch die Deckschicht zweifellos zur Verfestigung zwischen Schnabel und Flügel dient;

2. einen stets dreiteiligen Flügelfortsatz (Mittel- und zwei Seitenflügel) und in Verbindung damit

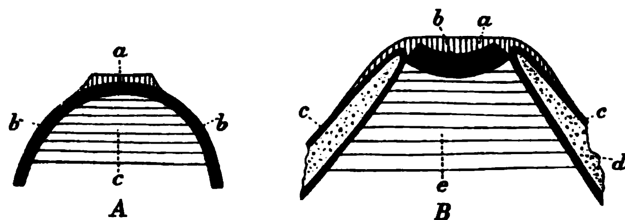
3. eine im allgemeinen Umriß dreieckige Kapuze mit einem mehr oder weniger tiefen Ausschnitt, daher *a*/*s* stets kleiner als 1·0; und

4. einen kantig begrenzten Schaft, welcher stets mit einem Sillon (Schaftfeld oder Schaftfurche) versehen ist.

Außerdem besitzt jede einzelne Gattung weitere Merkmale, welche sie vom „*Nautilus*-Typus" unterscheiden. Solche sind z. B. der nadelförmige Scheitel bei *Leptocheilus* und *Akidocheilus*, die Profilknickung der Unterseite bei *Gonatocheilus* und viele andere, welche ich deshalb nicht einzeln aufzähle, da sie bei den erwähnten gemeinsamen Abtrennungsmerkmalen gar nicht mehr in Betracht kommen.

Zur Erläuterung der besagten Unterschiede zwischen *Nautilus*- und Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln diene die beigegebene Zeichnung. Textfigur 8 *A* stellt einen Querschnitt durch einen beliebigen *Nautilus*-

Fig. 8.



Ad *A*: *a* = äußerer kreidiger Überzug. — *b* = doppelt gelegter, horniger Flügel. *c* = Schaft.

Ad *B*: *a* = glatte, harte Deckschicht. — *b* = doppelt gelegter, dem Sillon eingepaßter Mittelflügel. — *c* = Seitenflügel (umgefaltet). — *d* = auszufüllende Gesteinsmasse. — *e* = Schaft.

Schnabel vergrößert und schematisch dar, ebenso Textfigur 8 *B* einen Querschnitt durch einen Nicht-*Nautilus*-Schnabel (Beispiel *Hadrocheilus Schlosseri*). Man sieht, wie in *A* der einheitliche Flügelfortsatz den Schaft umfaßt, während bei *B* der Mittelflügel in der Furche (Sillon) liegt, die Seitenflügel sich beiderseits den Flanken des Schaftes anlegen und wie durch die Schaftkanten Mittel- und Seitenflügel deutlich getrennt sind, wie also Sillon und Schaftkanten in Zusammenhang stehen mit der Ausbildung der hornigen Flügel.

I. Gattung Hadrocheilus.

1. Bestandteile des Schnabels:

a) Kapuze mit konzentrischer Faserstruktur (s. *H. Teschenensis*);

b) Schaft und Unterteil mit lamellöser Struktur (s. *H. Teschenensis*);

c) Deckschicht[1]) aus besonders harter Substanz;

d) Flügelfortsätze: ein Mittel- und zwei Seitenflügel, ersterer dem Sillon genau eingepaßt, letztere der échancrure eingefügt. Alle drei am Ende umgeschlagen und solcherart zweilappig. Jeder Flügel flach gewölbt und verhältnismäßig (vgl. die folgenden Gattungen) dick.

2. Skulptur.

a) Kapuze: in zugespitzte oder nur schwach gerundete Zipfel endigend, oft Dorsalschwiele; oft zugeschärfte oder mäßig gerundete glatte Dorsalkante, selten kleine Dorsalfurche; oft seitliche Kompression; gewöhnlich der Länge nach gebogen (oben schwächer, in der Scheitelregion stärker); Scheitel stets stark und fest, oft stumpf, gewöhnlich mäßig zugespitzt, niemals nadelförmig spitzig).

b) Schaft: Schaftfurche von länglich gleichschenkeligem Umriß und v-förmigem oder muldenförmigem Querschnitt, unregelmäßig längsgeteilt durch die Haftlinie des Mittelflügels; Schaftkanten selten scharf, gewöhnlich gut zugerundet; Hinterrand gerade abgestutzt oder zackig.

c) Unterseite: Profillinie geradlinig oder leicht gewellt, leicht oder stark konvex, schwach konkav, niemals stark konkav oder geknickt; Skulptur der Scheitelregion oft quinquecarinat, Basallinie als Rippe, Falte, Kamm, Wulst und Höcker, niemals als Leiste ausgebildet; oft Kauwulst oder ein eigener „Zahn", niemals Kauhöcker.

3. Maße.

a) Absolute: ganz kleine bis größte Formen;

∢ α zwischen 45° und 70°, die Extreme selten, gewöhnlich 50°—60°;

∢ $\varkappa$ 100°—150°, die Extreme jedoch nur ausnahmsweise, gewöhnlich um 115°.

b) Relative: a/s 0·6(ausnahmsweise)—0·9, mäßig tiefer bis seichter Ausschnitt;

B/L 0·5—0·8, gewöhnlich 0·6—0·7;

H/B 0·5—1·0, gewöhnlich 0·7;

l_1/l_2 0·6—1·5, gewöhnlich um 1·0, Schaft und Kapuze annähernd gleich groß;

b_1/b_2 0·9—1·6, gewöhnlich 1·2, Schaft und Kapuze annähernd gleich groß.

(Unterscheidung der Gruppen siehe vor der Arteinteilung.)

---

[1]) Längs der Seitenkanten der Kapuze sieht man oft (*H. robustus, convexus* u. a.) die Grenzlinie zwischen der Deckschicht und der Basalschicht; ob aber diese letztere etwas von der Schaftschicht Verschiedenes ist, konnte ich nicht sehen. Es ist also nicht sicher, ob an einem *Hadrocheilus* die Unterseite und der Schaft auch mit einer härteren Schicht überzogen sind.

II. Gattung Leptocheilus.

1. Aufbau des Schnabels.

Schnabel nur aus zwei, fest miteinander verbundenen, anscheinend gleichartigen Lamellen bestehend, und zwar:

a) Kapuze aus der gewöhnlich skulpturierten Kapuzenschicht;

b) Schaft und Unterteil aus der zierlich gefalteten Basalschicht; dazu kommen

c) die Flügelfortsätze, klein, dünn und zart, dreiteilig.

2. Skulptur.

a) Kapuze: in zwei zugespitzte oder nur schwach gerundete Zipfel endigend; gewöhnlich Dorsalrippe; selten glatte Dorsalkante; niemals Dorsalschwiele; niemals seitliche Kompression; Scheitel dünn, nadelförmig zugespitzt, schwach nach abwärts gebogen.

b) Schaft: Schaftfurche gut eingetieft, im Umriß lang gleichschenkelig dreieckig, im Querschnitt schmal muldenförmig, Schaftkanten scharf ausgeprägt; Hinterrand gerade abgestutzt.

c) Unterseite: Profillinie geradlinig oder ganz schwach gebogen, niemals stärker gebogen oder geknickt; stets auffallende Basalleiste, niemals eine andere Entwicklung der Basallinie, niemals ein Kauhöcker oder anderes; beiderseits der Basalleiste tiefe Aushöhlung.

3. Maße.

a) Absolute: ganz kleine bis mittelgroße Formen;

∢ α 40 – 50°, also sehr spitz;

∢ $\varkappa$ um 120°, also ziemlich stumpf.

b) Relative: a/s um 0·75, ziemlich tiefer Ausschnitt;

B/L um 0·75 (selten präzis meßbar);

H/B 0·33—0·36, sehr geringe relative Höhe;

l_1/l_2 2·0 bis über 4·0, Schaft auffallend klein, Kapuze doppelt so lang [1]) und dreimal so breit als der Schaft;

b_1/b_2 um 3·0, Schaft auffallend klein, Kapuze doppelt so lang [1]) und dreimal so breit als der Schaft.

III. Gattung Akidocheilus.

1. Aufbau des Schnabels.

Genaue Untersuchungen hierüber liegen nicht vor, jedenfalls fehlt eine weiche fasrige Innenschicht, anscheinend ist die Basalschicht lamellös, die Kapuzenschicht ein dünner harter Überzug. Die Flügelfortsätze sind dünn, zart und deutlich dreiteilig.

2. Skulptur.

a) Kapuze: in mehr oder minder zugerundete Lappen endigend, gewöhnlich aber derart verbrochen, daß der Hinterrand der Kapuze gerade abgestutzt erscheint; glatte Dorsalkante, entweder scharf aus-

[1]) Es sei daran erinnert, daß hierbei (l_1) nur die Mittellänge der Kapuze gemeint ist, während die Seitenkanten sich in den Zipfeln (respektive Lappen) der Kapuze noch viel weiter ausdehnen.

geprägt oder breit zugerundet; Dorsalschwiele oder -rippe wurde nirgends beobachtet, seitliche Kompression bisweilen schwach angedeutet; Scheitel überall gut zugespitzt, gewöhnlich nadelförmig spitzig, selten breit zugeschärft, leicht nach abwärts gebogen.

b) Schaft: Schaftkanten deutlich ausgeprägt, schließen mit dem gerade abgestutzten Hinterrande ein gleichseitiges Dreieck ein, $l_2 < b_2$; Schaftfurche mäßig eingetieft, klein, von v-förmigem Querschnitt.

c) Unterseite: Profillinie gewöhnlich schwach konkav, selten wellig, niemals stärker geknickt oder konvex; Basallinie als Rippe, Falte, Kamm oder Furche, niemals Kauhöcker oder Kauwulst.

3. Maße.

a) Absolute: ganz kleine bis mittelgroße Formen;

∢ α ca. 60° (nur eine Ausnahme 70° beobachtet);
∢ $\varkappa$ 100—135°.

b) Relative: a/s ungefähr um 0·6 (fast nirgends genau bestimmbar);

B/L um 1·0, charakteristisch geringe Dicke und bedeutende Breite;
H/B um 0·32, charakteristisch geringe Dicke und bedeutende Breite;
l_1/l_2 um 2·0, Kapuze doppelt so groß als der Schaft;
b_1/b_2 um 2·0, Kapuze doppelt so groß als der Schaft.

IV. Gattung Gonatocheilus.

1. Innerer Aufbau des Schnabels.

Eine innere Schnabelmasse fehlt, daher unterscheidet man bloß die obere, vordere Kapuzenschicht und die Basalschicht. Flügelfortsätze dünn, klein, dreiteilig, ebenflächig.

2. Skulptur.

a) Kapuze: in zwei gut gerundete Lappen endigend; glatte, gerundete Dorsalkante; niemals Dorsalschwiele oder Dorsalrippe; oft seitliche Zusammenpressung der Kapuze; Scheitel fest und stark, dabei doch gut zugespitzt, niemals nadelförmig spitz oder stumpf.

b) Schaft: nur seicht eingetieftes, ebenes Schaftfeld; Schaftkanten rechtwinkelig abgeknickt, schließen mit dem gerade abgestutzten Hinterrande ein beinahe gleichseitiges Dreieck ein.

c) Unterseite: Profillinie einfach oder doppelt geknickt, niemals geradlinig oder konvex; Basallinie im vorderen Teile als Höcker (Kauhöcker), im hinteren als Basalsenke entwickelt, niemals als Leiste.

3. Maße.

a) Absolute: kleine bis mittelgroße Formen;

∢ $\varkappa$ 50 – 80°, variabel innerhalb der Gattung, konstant innerhalb der Art;

∢ $\varkappa$ 80—125°, variabel innerhalb der Gattung, konstant innerhalb der Art.

b) Relative: *a/s* um 0·7, ziemlich tiefer Ausschnitt;

B/L 0·8—1·2, variabel innerhalb der Gattung, konstant innerhalb der Art;

H/B 0·3—0·55, variabel innerhalb der Gattung, konstant innerhalb der Art;

l_1/l_2 ca. 1·5, Kapuze etwas größer als der Schaft;

b_1/b_2 ca. 1·5, Kapuze etwas größer als der Schaft.

Wenn man von den als unsichere oder Übergangsformen bezeichneten Arten absieht und die typischen Vertreter der einzelnen Gattungen noch in Gruppen (Untergattungen?) einteilt, so sind die Definitionen sowohl nach der Skulptur als auch nach den Maßverhältnissen viel enger begrenzbar. Es mögen für das Folgende infolge ihrer unsicheren systematischen Stellung folgende Arten unberücksichtigt bleiben: *Hadrocheilus* (?) *proceriformis*, *Akidocheilus* (?) *transiens*, *Akidocheilus* (?) *Provinzialis.*

Dann ist die Gattung *Hadrocheilus* in sehr zahlreiche Arten eingeteilt, welche wieder in drei Gruppen (Untergattungen) zerlegt wurde, für welche im einzelnen folgende Definitionen gelten:

Gruppe der *Compressi* (bisher 25 sichere und einige nicht präzis zu beschreibende, weil unvollkommen erhaltene Arten).

1. Aufbau des Schnabels: s. Gattungsdefinition.

2. Skulptur: s. Gattungsdefinition.

3. Maße.

a) Absolute: s. Gattungsdefinition.

b) Relative: *a/s* 0·7—0·9, gewöhnlich 0·8, ziemlich seichter Ausschnitt (échancrure);

B/L um 0·65;

H/B 0·6—1·0, variabel innerhalb der Gruppe, konstant innerhalb der Art;

l_1/l_2 gewöhnlich über 1·0;

b_1/b_2 gewöhnlich über 1·0.

Gruppe der *Depressi* (bisher 9 sichere und einige unbestimmbare Arten).

1. Aufbau des Schnabels: s. Gattungsdefinition.

2. Skulptur.

a) Kapuze: s. Gattungsdefinition, doch nirgends seitliche Kompression [1];

b) Schaft: s. Gattungsdefinition;

c) Unterseite: s. Gattungsdefinition, doch nirgends deutlich quinquecarinate Scheitelregion.

---

[1]) Weil charakteristisch für die erste Gruppe deren Name!

3. Maße.

a) Absolute: nur kleine und mittelgroße Formen bekannt;
∢ α konstant 55 oder 60°;
∢ $\varkappa$ groß (ca. 125°).

b) Relative: a/s 0·6—0·7, ziemlich tiefe échancrure;
B/L gewöhnlich 0·8;
H/B um 0·5, ziemlich flachgedrückte Formen, daher der Name der Gruppe;
l_1/l_2 gewöhnlich unter 1·0;
b_1/b_2 gewöhnlich über 1·0.

Gruppe der *Proceri* (bis jetzt bloß 2 oder 3 Arten).

1. Aufbau des Schnabels: s. Gattungsdefinition.

2. Skulptur.

a) Kapuze: s. Gattungsdefinition, doch keine Dorsalschwiele, keine seitliche Kompression;
b) Schaft: s. Gattungsdefinition;
c) Unterseite: Profillinie schwach konkav, sonst s. Gattungsdefinition.

3. Maße.

a) Absolute: bisher nur mittelgroße Formen bekannt;
∢ α klein (45°);
∢ $\varkappa$ mäßig (um 105°).

b) Relative: a/s unbekannt;
B/L ca. 0·5, auffallend längliche Gesamtform;
H/B, ca. 0·66;
l_1/l_2 s. Gattungsdefinition;
b_1/b_2 s. Gattungsdefinition.

Die Gattungen *Leptocheilus* und *Akidocheilus* brauchten nicht weiter abgeteilt werden, da die ihnen angehörigen Formen nach vollkommen einheitlichem Muster gebaut erscheinen, dagegen sind in Gattung *Gonatocheilus* zwei Gruppen zu unterscheiden; für die *Fracti* gilt folgende engere schematische Definition:

1. Aufbau des Schnabels: s. Gattungsdefinition.

2. Skulptur.

a) Kapuze: s. Gattungsdefinition;
b) Schaft: s. Gattungsdefinition;
c) Unterseite: Profillinie einfach geknickt, sonst s. Gattungsdefinition.

3. Maße.

a) Absolute: ∢ α 50—80°;
∢ $\varkappa$ ca. 90°.

b) Relative: a/s 0·7—0·8;
B/L 0·8—1·0, Gesamtform niemals breiter als lang;
H/B 0·4—0·55;
l_1/l_2 um 1·5;
b_1/b_2 um 1·5.

Für die *Duplofracti:*

1. Aufbau des Schnabels: s. Gattungsdefinition.

2. Skulptur.

a) Kapuze: Dorsalkante flach abgerundet, sonst s. Gattungsdefinition;

b) Schaft: s. Gattungsdefinition;

c) Unterseite: Profillinie doppelt geknickt, sonst s. Gattungsdefinition.

3. Maße.

a) Absolute: ∢ α sehr stumpf (80°);
∢ $\varkappa$ stumpf (um 120°).

b) Relative: a/s unter 0·7, tiefer Ausschnitt;
B/L über 1·1, Gesamtform breiter als lang;
H/B zirka 0·3, sehr flache Gesamtform;
l_1/l_2 zirka 1·5;
b_1/b_2 zirka 2·0.

Aus den somit gegebenen möglichst erschöpfenden schematischen Definitionen leiten sich die unterscheidenden Gattungscharaktere ohne weiteres ab. Der Vergleich der einzelnen Gattungen untereinander soll jetzt in Form eines „Schlüssels" zur Gattungsbestimmung [1]) gegeben werden.

1. Aufbau des Schnabels.

Konzentrisch fasrige Innenmasse und Deckschicht — *Hadrocheilus;*
einfache Kapuzenschicht ohne differenzierte Deckschicht — *Leptocheilus*, *Akidocheilus*, *Gonatocheilus;*
Flügelfortsätze dick und gebogenflächig — *Hadrocheilus;*
„ dünn und gebogenflächig — *Leptocheilus;*
„ dünn und ebenflächig — *Akidocheilus* (?), *Gonatocheilus.*

2. Skulptur.

a) Kapuze:

Scheitel nadelförmig, dünn — *Leptocheilus*, *Akidocheilus* zum Teil;
„ dünn, breit, zugeschärft — *Akidocheilus;*
„ fest, stark, mäßig zugespitzt — *Hadrocheilus*, *Gonatocheilus*
„ stumpf — *Hadrocheilus;*
Mittellinie (l_1) [1]) als scharfe Dorsalkante — *Hadrocheilus;*
„ gerundet, doch deutliche Dorsalkante — *Hadrocheilus*, *Akidocheilus;*
„ breit abgerundet, keine deutliche Dorsalkante — (*Hadrocheilus*), *Gonatocheilus;*
Dorsalschwiele — *Hadrocheilus;*
Dorsalrippe — *Leptocheilus;*
seitliche Zusammenpressung der Kapuze — *Hadrocheilus*, (*Akidocheilus*);
Kapuze in Zipfel endigend — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus;*
„ „ Lappen endigend — *Akidocheilus*, *Gonatocheilus.*

[1]) Das Merkmal einer Dorsalfurche ist außer acht gelassen, weil es möglicherweise bloß mit dem Erhaltungszustand zusammenhängt

b) Schaft:

Schaftfurche — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*, *Akidocheilus*;
Schaftfeld — *Gonatocheilus*;
Schaftkanten gerundet — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*;
„ scharf — *Akidocheilus*, *Gonatocheilus*;
Umriß des Schaftes gleichschenkliges Dreieck — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*;
„ „ „ gleichseitiges Dreieck — *Akidocheilus*, *Gonatocheilus*;
Hinterrand gerade abgestutzt — alle;
„ zackig — *Hadrocheilus*.

c) Unterseite:

Scheitelregion quinquecarinat — *Hadrocheilus*;
Kauhöcker — *Gonatocheilus*;
Kauwulst oder Zahn — *Hadrocheilus*;
Scheitel gänzlich ohne Höcker oder Wulst — *Leptocheilus*, *Akidocheilus*;
Basallinie als Rippe — *Hadrocheilus*;
„ „ Falte — *Hadrocheilus*, *Akidocheilus*;
„ „ Kamm — *Akidocheilus*;
„ „ Leiste — *Leptocheilus*;
„ „ Wulst — *Hadrocheilus*;
„ „ Höcker — *Hadrocheilus*;
„ (hintere Hälfte) Furche — *Hadrocheilus*, *Akidocheilus*;
„ „ „ Senke — *Gonatocheilus*;
beiderseits der Basallinie nicht ausgehöhlt — *Hadrocheilus*, *Gonatocheilus*;
„ „ „ schwach „ — *Akidocheilus*;
„ „ „ stark „ — *Leptocheilus*;
Profillinie geradlinig — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*, *Akidocheilus*;
„ leicht gewellt — *Hadrocheilus*;
„ leicht konvex oder konkav — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*, *Akidocheilus*;
„ stark konvex — *Hadrocheilus*
„ „ konkav (einfach geknickt) — *Gonatocheilus*;
„ „ gewellt (doppelt geknickt) — *Gonatocheilus*.

3. M a ß e.

a) Absolute:

∢ α unter 45° — *Leptocheilus*;
45°—50° — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*, *Gonatocheilus*;
um 55° — *Hadrocheilus*, *Akidocheilus*, *Gonatocheilus*;
über 60° — *Hadrocheilus* (*Akidocheilus*), *Gonatocheilus*;
über 75° — *Hadrocheilus*, *Gonatocheilus*;

∢ κ unter 90° — *Gonatocheilus*;
90°—105° — *Hadrocheilus* (*Akidocheilus*), *Gonatocheilus*;
105°—120° — *Hadrocheilus* (*Leptocheilus*), *Akidocheilus*, *Gonatocheilus*;
um 125° — *Hadrocheilus*, *Leptocheilus*, *Akidocheilus*, *Gonatocheilus*;
über 130° — *Hadrocheilus*, *Akidocheilus*.

b) Relative:

Ausschnitt sehr tief, *a/s* unter 0·65 — *Hadrocheilus;*
" " " " 0·65—0·7 — *Hadrocheilus, Gonatocheilus;*
" mäßig tief, *a/s* um 0·75 — *Hadrocheilus, Leptocheilus,* (*Gonatocheilus*);
" seicht, *a/s* über 0·8 — *Hadrocheilus.*

B/L und *H/B:*

Gruppe	Form des Schnabels	Zahlenwert für *B/L*	Zahlenwert für *H/B*	
I	breit, kurz, hoch	groß	mittel	*Hadrocheilus*
II	breit, kurz, niedrig	groß	klein	*Akidocheilus, Gonatocheilus*
III	lang, schmal, hoch	klein	groß	*Hadrocheilus*
IV	lang, schmal, niedrig	klein	mittel	*Leptocheilus* (*Hadrocheilus*)
V	Keine der drei Dimensionen überwiegt			*Hadrocheilus*

Max. *B/L* — *Hadrocheilus* (0·5);
Min. " — *Gonatocheilus* (1·2);
Max. *H/B* — *Hadrocheilus* (1·0);
Min. " — *Akidocheilus* (0·3);
l_1/l_2 unter 1·0 — *Hadrocheilus;*
wenig über 1·0 — *Hadrocheilus* (*Gonatocheilus*);
über 1·5 — (*Hadrocheilus*) *Akidocheilus, Gonatocheilus;*
über 2·0 — *Leptocheilus, Akidocheilus;*
b_1/b_2 wenig über 1·0 — *Hadrocheilus;*
über 1·5 — (*Hadrocheilus*) *Akidocheilus, Gonatocheilus;*
über 2·0 — *Leptocheilus, Akidocheilus.*

Speziesunterscheidungen.

Es sei im folgenden der Versuch gemacht, einen „Schlüssel" für Artbestimmungen innerhalb der Gattung ***Hadrocheilus*** zu geben. Die Unterscheidungsmerkmale sind im einzelnen folgende:

1. Die Kapuze.

a) Ob seitlich zusammengepreßt (comprimé Pictet): *Teschenensis, Schlosseri, cf. Schlosseri* (*Valanginiensis*) (*rugosus*) (*cf. costatus*) (*convexus*)[1], *longohasta, Theodosiae, liasinus, Hoheneggeri, Oosteri;*

oder nach beiden Seiten flach abfallend: alle *Depressi* und *Proceri, robustus, costatus, hamatus, quinquecarinatus, oblongus, gibber, cf. gibber, gibberiformis, Kiliani;*

b) ob Dorsalschwiele in dem der Naht zunächstliegenden Teile vorhanden: *gibberiformis, liasinus, Kiliani, Silesiacus,* (*Oosteri*);

oder eine solche fehlt: alle eben nicht genannten Arten;

[1]) Die in Klammer stehenden Arten besitzen das betreffende Merkmal nicht deutlich ausgesprochen.

c) der Längsverlauf der Dorsalkante; ob gut gekrümmt: *Teschenensis*, *hamatus*, *longohasta*, *Theodosiae* (*depressus*), *Hercynicus*;
oder beinahe geradlinig: alle übrigen Arten;

d) die Dorsalkante im Querschnitt; ob dachförmig zugeschärft: *convexus* (*quinquencarinatus*);
oder deutlich abgeknickt: die sub *a* genannten Arten mit seitlicher Kompression der Kapuze, außerdem *robustus*, *hamatus*, *Hercynicus*;
oder flach gerundet: *costatus*, *oblongus*, *depressus*, *Escheri*, *exsecutus*, *squammatus*, *procerus*, *cf. procerus*, *proceriformis*;

e) ob Dorsalfurche vorhanden: nur *Schlosseri*;

f) der Ausschnitt (échancrure Pictet) tief (a/s 0·6 und 0.7): die *Depressi*, *gibber*, *cf. gibber*, *Silesiacus*; seicht (a/s > 0·8): *convexus*, *Theodosiae*, *oblongus* (*procerus*), *Hoheneggeri*.

Bei vielen Arten (*costatus*, *Liasinus* etc.) sind die Hinterkanten der Kapuze derart verbrochen, daß über die Tiefe des Ausschnittes nichts Sicheres ausgesagt werden kann.

2. Der Schaft.

a) Schaftfurche (sillon Pictets)

v-förmig: *costatus*, *convexus*, *Teschenensis*, *Hoheneggeri*, *procerus*, *squammatus*, *Silesiacus*;
eng ◡-förmig: *Valanginiensis*, *Schlosseri*, *cf. Schlosseri*, *longohasta* (*Theodosiae*, *cf. costatus*, *gibber*, *cf. gibber*, *gibberiformis*), *liasinus*, *Oosteri*, *Kiliani*, alle *Depressi*;
breit muldenförmig: *oblongus* (*robustus*) (*rugosus*);
reduziert auf eine kleine Längsfurche: *proceriformis*, *Hercynicus*;

b) Grenzkanten des Schaftes (Schaftkanten)

scharf: *Teschenensis*, *convexus*, *cf. gibber*, *gibberiformis*, *Hoheneggeri*, *procerus*, *cf. procerus*;
gut abgerundet: *Valanginiensis*, *rugosus*, *Theodosiae*, *Kiliani*, die *Depressi*;
nach innen steil abfallend, nach außen gerundet: nur *liasinus*;
mäßig abgerundet: die übrigen Arten;

c) Hinterrand zweispitzig: *squammatus*, *cf. squammatus*;
gerade abgestutzt: alle übrigen Arten.

3. Die Unterseite.

a) Im Profil geradlinig: *Valanginiensis*, *Hercynicus*;
fast geradlinig, schwach konvex: *Schlosseri*, *cf. Schlosseri*, *rugosus* (*cf. costatus*), *quinquecarinatus*, (*oblongus*) die *Depressi*;
stark, aber flach konvex: *robustus*, *convexus* (*Kiliani*);
stark, aber höckrig konvex: *liasinus*, *gibber*, *cf. gibber*, *gibberiformis*;
leicht geschweift (vorn konvex, hinten konkav): *Teschenensis*, *longohasta*, *Theodosiae*;
geradlinig, nur vorn etwas abgebogen: *costatus*, *Oosteri*, *hamatus*;
konkav: *procerus*, *cf. procerus*, *proceriformis*.

b) Basallinie, entwickelt als Kauhöcker (Zahn): *Teschenensis;*
rundlicher Wulst: *rugosus*, *Silesiacus;*
abgerundete Rippe: *robustus;*
abgerundete zarte Leiste: *oblongus* (*convexus*), *depressus*, *cf. depressus*, *liasinus*, *Hoheneggeri*, *squammatus;*
ganz feine, teilweise nach einer Falte überliegende Falte (oder Rippe): bei den übrigen.

c) Basallinie erstreckt sich nur auf die vordere Hälfte der Unterseite wird nach rückwärts unregelmäßig und undeutlich: *Hoheneggeri*, *Silesianus*, *squammatus*, *cf. squammatus*, *procerus*, *cf. procerus*, *Theodosiae*, (*longohasta*), *robustus*, *exsecatus;*
gleichmäßig vom Scheitel zum Hinterrand entwickelt: *costatus*, *cf. costatus*, *Valanginiensis*, *convexus*, *hamatus*, *Schlosseri*, *cf. Schlosseri*, *quinquecarinatus*, *Kiliani*, *oblongus*, *depressus*, *cf. depressus*, *proceriformis*, *Hercynicus;*
in der Längserstreckung verschiedenartig entwickelt, dafür folgende Beispiele:
vorn Zahn, hinten dünne Rippe: *Teschenensis;*
vorn Wulst, hinten dünne Falte: *rugosus;*
vorn Rippe, Mitte knotige Verdickung (Basalhöcker), hinten Falte: *gibber*, *cf. gibber*, *gibberiformis*, *liasinus* (vergl. 3*a*);

d) Nebenrippchen und Seitenkanten (siehe 4*a*);

e) Umriß (siehe 5*a*).

4. Der Scheitel[1]).

a) Die apikale Region der Unterseite quinquecarinat[2]): *costatus*, (*cf. costatus*), *hamatus*, *Schlosseri*, *cf. Schlosseri*, *quinquecarinatus*, *Kiliani* (*Oosteri*), *oblongus* (*proceriformis*), (*gibber*, *cf. gibber*), *gibberiformis;*
andeutungsweise quinquecarinat: *liasinus* (*Valanginiensis*, *longohasta*, *Theodosiae*);
nicht quinquecarinat: *Teschenensis*, *convexus*, *robustus*, *Hoheneggeri*, *rugosus* (*procerus*, *cf. procerus*), *Hercynicus*, *Silesiacus*.

b) Die Spitze (die apikale Krümmung der Dorsalkante) beinahe hakig gekrümmt: *hamatus;*
ein klein wenig abgebogen, wie rüsselförmig verlängert: *costatus*, *Oosteri*, *oblongus;*
geradlinig auslaufend: alle übrigen Arten.

c) Die Spitze flach zugeschärft: *squammatus*, *procerus*, *cf. procerus*, *proceriformis;*
scharf zugespitzt: nur *Hercynicus;*
sehr stumpf: *convexus*, *rugosus*, *robustus*, *longohasta*, *Theodosiae*, *Hoheneggeri*, *Silesiacus;*
mäßig spitzig: die übrigen Arten.

d) Der Scheitelwinkel (siehe Punkt 5).

---

[1]) Bei Punkt 4*a* ist auf den Grad der Abkauung und auf den fossilen Erhaltungszustand besonders Rücksicht zu nehmen.

[2]) Definition bei Beschreibung des — *quinquecarinatus*.

5. Die Gesamtform.

a) Umriß und Dicke sind eindeutig bestimmt durch die Verhältniszahlen für B/L und H/B, wie folgende kleine Tabelle klar überblicken läßt:

Gruppe	Form des Schnabels	Zahlenwert für B/L	Zahlenwert für H/B
I	breit, kurz, hoch	groß	mittel
II	breit, kurz, niedrig	groß	klein
III	lang, schmal, hoch	klein	groß
IV	lang, schmal, niedrig	klein	mittel

Es gehören in Gruppe:

I *quinquecarinatus* (*cf. gibberi*, *gibberiformis*);

II (*cf. Schlosseri*, *gibber*), *depressus*, *cf. depressus*, *Escheri*, *excavatus*, *Silesiacus*;

III (*costatus*, *cf. costatus*), *convexus*, *Teschenensis*;

IV (*longohasta*, *Theodosiae*) *oblongus* (*Oosteri*), *procerus*, *cf. procerus*, *proceriformis*, *squammatus*, *cf. squammatus*;

Dazu kommt V, Formen, bei welchen keine der drei Dimensionen überwiegt: *liasinus*, *Kiliani*, *robustus*, *Valanginiensis*, *hamatus*, *Schlosseri*, *rugosus*, *Hercynicus*.

b) Das Größenverhältnis von Kapuze und Schaft (l_1/l_2, b_1/b_2):

relativ kleiner Schaft: *Kiliani*, (*cf. costatus*, *hamatus*, *cf. Schlosseri*, *quinquecarinatus*, *cf. procerus*, *Hercynicus*);

relativ großer Schaft: *longohasta*, *Hoheneggeri*, *convexus*, *Silesiacus*, *cf. gibber*, *squammatus*, *cf. squammatus* (*cf. depressus*, *Teschenensis*, *costatus*);

Schaft und Kapuze gleich oder beinahe gleich groß (das heißt gleich lang und gleich breit): die übrigen Arten.

Zu diesem Merkmal ist zu bemerken, daß man bei diesbezüglichen Messungen die Zirkelspitze genau in der Naht einzusetzen hat, respektive berücksichtigen muß, daß diese oft durch die Deckschicht noch ein Stück weit verdeckt ist.

c) Der Scheitelwinkel ($\sphericalangle\ \alpha$) sehr groß: *robustus*, *gibberiformis*;

groß: *costatus*, *rugosus*, *quinquecarinatus*, *gibber*, *cf. gibber*, *depressus*, *Escheri*, *Silesiacus*;

klein: *hamatus*, *Theodosiae*, *oblongus*, *Kiliani*, *Oosteri*;

sehr klein: *procerus*, *cf. procerus*, *Teschenensis*, *Hoheneggeri*, *squammatus*;

mittel: die übrigen Arten.

d) Der Profilkrümmungswinkel (∢ *x*) sehr groß: *squammatus, cf. squammatus, Silesiacus;*
groß: *depressus, cf. depressus, oblongus;*
klein: *Teschenensis, costatus;*
mittel: alle übrigen Arten.

e) Die absolute Größe.

Dieses Merkmal kann dann mit zur Artunterscheidung verwendet werden, wenn es mit irgendeinem anderen auffallenden Unterschied verbunden ist; denn es wurde gezeigt, daß während des Wachstums des Schnabels eine merkliche Veränderung seiner Form oder Skulptur nicht vor sich geht.

Großwüchsige Arten: *robustus, Kiliani, liasinus* (*quinquecarinatus, Teschenensis*);
kleinwüchsige Arten können wohl mit Sicherheit nicht als solche bestimmt werden.

6. Die Flügelfortsätze.

In Abhandl. 1906 wurde die Vermutung ausgesprochen, daß sich sichere Artunterscheidungen nur auf Grund der kalkigen Schnäbel (der Rhyncholithen) geben lassen, denn diese enthalten erstens eine ungeahnte Fülle feiner Unterscheidungszeichen und zweitens sind sie stets weit besser erhalten als die hornigen Flügel. Nach diesen könnte man höchstens Arten mit derberen und solche mit zarteren Flügelfortsätzen unterscheiden. Hierzu böte der Grad der Eintiefung des Sillons eine Direktive. In die zweitgenannte Gruppe können *H. proceriformis* und *H. Hercynicus*, alle übrigen *Hadrocheilus* müßten zur erstgenannten Gruppe vereinigt werden; trotz genauer Untersuchung all der noch erhaltenen Flügelreste war sonst kein Unterschied bemerkbar.

Bei Gattung ***Leptocheilus*** gründen sich die Artunterscheidungen auf folgendes:

1. Die größere oder geringere Festigkeit der Kapuze: vgl. *tenuis, tenuiformis.*

2. Die Kapuze:

a) Seitenkanten konvex: *excavatus;*
Seitenkanten geradlinig: die übrigen Arten;

b) Dorsalrippe [1]) in gleicher Stärke von der Naht zum Scheitel: *Geyeri, tenuis,* [*cf. tenuis*], *tenuiformis;*
Dorsalrippe verflachend: *cf. tenuis;*
Dorsalrippe überhaupt nicht vorhanden: *? excavatus,* ([*cf. excavatus*]);

c) Zipfel der Kapuze kurz (nicht bis zum Hinterrande): [*cf. tenuis*];
Zipfel der Kapuze lang: die übrigen Arten.

[1]) Die größere oder geringere Stärke der Dorsalrippe wurde außer acht gelassen, da sie möglicherweise mit dem Erhaltungszustande zusammenhängt.

3. Die Unterseite:

Profillinie geradlinig oder schwach konvex: *Geyeri;*
Profillinie konkav: die übrigen Arten.

4. Die Gesamtform:

∢ α ca. 40°: *Geyeri, tenuis, excavatus,* [*cf. excavatus*] [1];
„ 50°: *cf. tenuis, tenuiformis,* [*cf. tenuiformis*];
B/L um 0·7: [*cf. excavatus*], [*cf. tenuiformis*], (*excavatus*);
„ 0·75: *Geyeri, cf. tenuis;*
über 0·8: (*tenuis*), (*tenuiformis*), [(*cf. tenuis*)];
l_1/l_2 um 2·0: *cf. tenuis,* [*cf. tenuis*], *tenuiformis;*
„ 3·0: *Geyeri, tenuis,* [*cf. excavatus*], *excavatus.*

Bei Gattung ***Akidocheilus*** konnten in folgenden Merkmalen Artunterschiede erblickt werden:

1. Kapuze:

seitliche Kompression: (*ambiguus*), *regularis,* (*levigatus*);
ohne seitliche Kompression: (*irregularis*), *Chomeracensis, cf. ambiguus, Tauricus, cf. Tauricus;*
deutliche Dorsalkante: *ambiguus, regularis,* (*irregularis*), *Chomeracensis, cf. ambiguus, Tauricus, levigatus;*
Dorsalkante stark abgerundet: *cf. Tauricus.*

2. Unterseite:

beiderseits der Basallinie deutlich ausgehöhlt: (*ambiguus*), *regularis,* (*irregularis*), *cf. ambiguus, levigatus;*
beiderseits der Basallinie nur schwach ausgehöhlt: die übrigen Arten;
Basallinie als flacher Kamm und Rippe (Falte): *Chomeracensis, Tauricus, cf. Tauricus;*
Basallinie als Falte oder Rippe ohne Kamm: (*ambiguus*), *regularis, irregularis, cf. ambiguus;*
Basallinie als scharfe Rippe: *levigatus;*
Basallinie symmetrisch teilend: *ambiguus, regularis, Chomeracensis, cf. ambiguus, Tauricus, cf. Tauricus, levigatus;*
Basallinie stark unsymmetrisch teilend: *irregularis.*

3. Scheitel:

nadelförmig dünn und spitzig: *regularis, levigatus;*
gut zugespitzt, aber nicht nadelförmig ausgedünnt: *ambiguus, Chomeracensis,* (*cf. ambiguus*), *Tauricus, cf. Tauricus;*
breit zugeschärft: *irregularis.*

4. Gesamtform:

∢ χ klein, ca. 105°: *regularis, irregularis, Chomeracensis, levigatus;*
„ mittelgroß, ca. 115°: *Tauricus, cf. Tauricus;*
„ groß, ca. 130°: *ambiguus, cf. ambiguus.*

Bei dieser Zusammenstellung wurden *Uhligi, transiens* und *Provinzialis* nicht berücksichtigt, da ihre systematische Stellung nicht feststeht.

---

[1]) Die eckige Klammer bezeichnet die nicht vollständig bekannten Arten.

Bei Gattung ***Gonatocheilus*** gründet sich die Artunterscheidung auf folgende Einzelheiten:

1. Unterseite:

einfach geknickt: Gruppe der *Fracti;*
doppelt geknickt: Gruppe der *Duplofracti;*
Kauhöcker schwach entwickelt, von länglichem Grundriß: *planus, cordiformis;*
Kauhöcker stark entwickelt, von rundlichem Grundriß: die übrigen Arten;
Skulptur der hinteren Hälfte, Falte oder Furche: *cordiformis, planus, expansus, cf. expansus;*
Skulptur der hinteren Hälfte, tiefe Senke: *Oxfordiensis, cf. Oxfordiensis;*
Skulptur der hinteren Hälfte, flache Senke: *Brunneri.*

2. Gesamtform:

∢ $\varkappa$ 50—55°: *Oxfordiensis;*
„ 60°: *cf. Oxfordiensis, planus, cordiformis;*
„ 70—80°: *Brunneri, cf. expansus;*
„ 80—85°: *expansus;*
∢ $\varkappa$ 80—95°: *Oxfordiensis, cf. Oxfordiensis, Brunneri;*
„ ca. 105°: *planus;*
„ ca. 110°: *cordiformis, cf. expansus;*
„ ca. 125°: *expansus;*
a/s unter 0·7: *expansus;*
0·7: *Brunneri, planus, cordiformis;*
0·75: *cf. Oxfordiensis;*
0·8: *Oxfordiensis;*
B/L 0·8: *Oxfordiensis (cordiformis);*
0·85—0·9: *planus, cf. Oxfordiensis;*
1·0: *Brunneri;*
1·1: *cf. expansus;*
über 1·1: *expansus;*
H/B 0·3—0·35: *expansus, cf. expansus;*
0·4—0·45: *Brunneri;*
0·5—0·55: *Oxfordiensis, cf. Oxfordiensis, planus, cordiformis;*
b_1/b_2 ca. 1·5: Gruppe der *Fracti;*
ca. 2·0: Gruppe der *Duplofracti.*

Aus der soeben gegebenen Zusammenstellung ersieht man, daß es bei jeder Gattung andere Einzelmerkmale sind, welche eine Artenunterscheidung ermöglichen und dieser Umstand gehört eigentlich mit zur Gattungsunterscheidung.

So ist für die *Gonatocheilus*-Arten eine große Konstanz in den absoluten und relativen Maßen ebenso charakteristisch als die große Amplitüde dieser Maße innerhalb der Gattung. Da die Messungen an mehr als fünfzig Exemplaren vorgenommen wurden, kann ausgesagt werden, daß die gegebene Gruppierung der Arten nach den Zahlenwerten für ∢ α, $\varkappa$ etc. keineswegs nur für gewisse typische Exemplare gilt, sondern im Gegenteil für jedes einzelne Exemplar der be-

treffenden Art zutrifft, mit Ausnahme von drei Stücken, welche in den Einzelbeschreibungen getrennt erwähnt wurden.

Während sich die Gattung *Gonatocheilus* durch eine sehr wenig differenzierte Skulptur auszeichnet, tritt bei den anderen drei Gattungen die Wichtigkeit der Maßmerkmale gegen jene der Skulpturmerkmale sehr zurück. Innerhalb der Gattung *Akidocheilus* gibt nur ∢ $\varkappa$, innerhalb *Leptocheilus* ∢ $\varkappa$ und B/L (höchstens noch l_1/l_2) eine konstante zur Artabtrennung brauchbare Verschiedenheit an. Die artenreiche Gattung *Hadrocheilus* ist ebensowohl nach Maßen wie nach Einzelheiten der Skulptur differenziert.

Die Zusammenfassung in „Gattungen", wie sie hiermit vorgenommen wurde, gründet sich in erster Linie auf die wichtigsten, anscheinend wesentlichen morphologischen Merkmale; außerdem wird sie vielleicht noch durch eine Tatsache gestützt, nämlich durch die für die verschiedenen „Gattungen" verschiedene Weise des Vorkommens; während die zu Gattung *Hadrocheilus* gestellten Rhyncholithen sich im allgemeinen nur vereinzelt in den geologischen Schichten finden, sind die Individuen der *Gonatocheilus*-Arten fast immer in großen Massen (bis zu Hunderten von Exemplaren) vereinigt. Die Vertreter der Gattungen *Leptocheilus* und *Akidocheilus* halten in der bezeichneten Hinsicht die Mitte.

Es ist vielleicht nicht unwichtig, dieser Verschiedenheit zu gedenken, weil sie möglicherweise in Zusammenhang steht mit einer verschiedenen Lebensweise der Tiere, zu welchen die Rhyncholithen gehörten. Mir mangelt die Erfahrung, um selbst hierüber etwas behaupten zu wollen, doch verweise ich auf das, was Joh. Walter[1]) über die Beziehungen von Lebensweise und fossilem Vorkommen der Meerestiere mitteilte.

Jedenfalls ist aus der erörterten Verschiedenheit im Vorkommen erklärlich, daß bei Gattung *Hadrocheilus* ca. 80 Individuen in etwa 25 Arten verteilt werden mußten, während ein halbes Tausend Stücke der Gattung *Gonatocheilus* in bloß 7 Arten zusammenzufassen war. Gattung *Akidocheilus* umfaßt nach dem mir vorliegenden oder bekannten Material gegen 50 Exemplare in 12 Arten und Gattung *Leptocheilus* gegen 30 Stücke in 7—8 Arten.

Anhangsweise muß noch die in Abhandl. 1906 als *Rhyncholithes obtusus* abgebildete und beschriebene sonderbare Form erwähnt werden. Für sie fand ich auch heuer keine Vergleichsform und halte das Fossil für einen aberrant gestalteten *Nautilus*-Schnabel. Wenigstens steht *Rh. obtusus* jeder der diesmal in zahlreichen Arten beschriebenen „Gattungen" viel ferner als einem echten *Nautilus*-Schnabel.

Inwieweit der hiermit unternommene Versuch einer Gattungs- und Artabteilung auch von der Wirklichkeit entfernt sein mag, so viel geht mit Sicherheit hervor, daß die *Nautilus*-Schnäbel sich beinahe ebensogut zu Artabtrennungen eignen wie die leeren Schalen und daß die Nicht-*Nautilus*-Schnäbel eine solche Formenfülle enthalten, daß eine Unterabteilung wenigstens zum Zwecke der Übersicht dienlich ist.

---

[1]) J. Walter, Über die Lebensweise fossiler Meerestiere.

Das geologische Vorkommen der Rhyncholithen.

Die nachfolgende Tabelle diene zum Nachweise, inwiefern die Rhyncholithen geologisch brauchbar sind, sie gibt vielleicht Andeutungen über die geologische Lebenszeit der betreffenden Tiere.

a) Nach Gattungen und Gruppen.

(○ bedeutet relativ häufig.)

	Trias	Lias	Unterer Dogger	Kelloway	Oxfordien	Tithon	Neocom	Gault und Aptien	Obere Kreide	Tertiär	Rec.
Gruppe des *Rh. hirundo* (alter *Nautilus*-Typus)	○	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gruppe der *Curvati*, große Formen	—	—	1	1	1	—	—	—	—	—	—
Gruppe der *Curvati*, kleine Formen	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
Gruppe der *Recti* . . .	—	—	—	—	1	—	—	—	○	—	—
Mischformen	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
? Gruppe des *sp. ind. Parona*, Taf. XIII, Fig. 4 und 10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
? Gruppe der *Rh. obtusus*	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Gattung *Hadrocheilus*:											
Gruppe der *Compressi* .	—	1	1	1	1	1	○	—	?	?	—
„ der *Depressi* .	—	—	—	—	1	1	○	—	—	—	—
Gattung *Leptocheilus* .	—	—	—	1	○	1	?	—	—	—	—
„ *Akidocheilus* .	—	-	—	—	1	1	○	—	—	—	—
„ *Gonatocheilus*:											
Gruppe der *Fracti* . .	—	—	—	—	○	1	1	1	—	—	—
„ der *Duplofracti*	—	—	—	○	1	?	?	—	—	—	—
Gattung *Scaptochynchus*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	○	—

b) Nach Arten

	Trias	Lias	Unterer Dogger	Kelloway	Oxfordien	Tithon	Neocom	Gault und Aptien	Obere Kreide	Tertiär	Rec.
Rh. hirundo	○	—	—	—	-	—	—	—	—	—	—
„ *cf. hirundo* . .	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ *Cassianus*	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Orbignyanus acum . .	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
„ *obtusus* . .	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	Lias	Unterer Dogger	Kelloway	Oxfordien	Tithon	Neocom	Untere Kreide [2]	Gault und Aptien	Obere Kreide	Tertiär
Hoffmanni Roem.	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**Voltzii Roem.* [1]	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**Suessi Neum.*	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
**lineatus*	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
**ignotus*	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—
**giganteus*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
curvatus	—	-	—	—	—	1	—	—	—	—
**Bathoniensis*	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
**punctatus*	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—
**Foordi*	—	—	—	—	—	—	-	—	1	—
**mediterraneus*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
**cf. ignotus*	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—
**Grayensis*	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
**Allioni Bell.*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
rectus	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
minimus Binh.	—	-	-	—	—	—	—	—	1	—
parvulus Münst.	—	1	—	-	—	—	—	—	—	—
curtus	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
sp. ind. (Gruppe d. *Recti*)	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**simplex Fritsch*	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
**cf. simplex*	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
**Bohemicus*	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
**sp. ind. Parona*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
**Paronae n. nom.*	—	—	-	—	—	—	—	—	—	1
**sp. ind. Deslongchamps*	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
I. Hadrocheilus										
Teschenensis (Hoh.)	—	—	—	—	—	22	—	—	—	—
costatus	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—	—
cf. costatus	-	—	—	—	—	(1)	—	—	—	—
convexus	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—	—
Valanginiensis	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
robustus	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—	—
hamatus	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
Schlosseri	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
cf. Schlosseri	—	—	—	—	—	(3)	-	—	—	—
rugosus	—	-	—	—	—	1	—	—	—	—
**quinquecarinatus (Pictet-Camp.)*	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
longohasta	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—
Theodosiae	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
oblongus	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
gibber	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—
cf. gibber	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
gibberiformis	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
**liasinus (Zittel)*	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Kiliani	-	—	-	-	-	1	—	—	—	—
Oosteri	—	—	-	-	—	1	—	—	—	—
** Hoheneggeri*	-	—		-	-	—	—	-	—	—
depressus	—	—	—		-	3	—	—	—	—
gibberoides	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—

[1]) Das Sternchen vor dem Namen bezeichnet die bereits bekannten Formen.

[2]) Diese etwas sonderbare geologische Einteilung ist durch die sehr verschiedenartige Etikettierung des Materiales bedingt.

	Lias	Unterer Dogger	Kelloway	Oxfordien	Tithon	Neocom	Untere Kreide	Gault und Aptien	Obere Kreide	Tertiär
cf. gibberoides	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
exsecatus	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—	—
**squammatus*	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
cf. squammatus	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—	—
**Silesiacus*	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
latus	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**Escheri*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**Neocomiensis*	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
**cellensis (Dum.)*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
*[*cellensis] (Neum.)*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
*[*camerae] (Dum.)*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
[? sp. ind.] Parona*	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
**Asterianus d'Orb.*	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—
**Favrei n. nom.*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
*[*sp. indef.] (Favre)*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**Lorioli n. nom.*	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
**Sabaudianus (Pict. Lor.)*	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
*[*monasteriensis] (Mark)*	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—
**quinquecarinatoides n. nom.* (von Greensand)	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
**Britannicus n. nom.*	—	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—
? Hercynicus	—	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—
procerus	—	—	—	—	—	—	(1)	—	—	—
cf. procerus	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
? proceriformis	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
sp. affin. Theodosiae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
sp. affin. convexus	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
sp. affin. Hoheneggeri	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
sp. indef.	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
II. Leptocheilus										
Geyeri	—	—	—	—	(3)	—	—	—	—	—
tenuis	—	—	4	7	—	—	—	—	—	—
cf. tenuis	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
sp. affin. tenuis	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
tenuiformis	—	—	—	—	—	—	(2)	—	—	—
sp. affin. tenuiformis	—	—	(1)	—	—	—	—	—	—	—
excavatus	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
sp. affin. excavatus	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**? Uhligi*	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
III. Akidocheilus										
ambiguus	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—
cf. ambiguus	—	—	—	—	—	—	24	—	—	—
affin. ambiguus	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
levigatus	—	—	—	6	—	—	—	—	—	—
regularis	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—
irregularis	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—
Chomeracensis	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—
Tauricus	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—
cf. Tauricus	—	—	—	1	—	—	(1)	—	—	—
? transicus	—	—	—	4	—	—	(2)	—	—	—

	Lias	Unterer Dogger	Kelloway	Oxfordien	Tithon	Neocom	Untere Kreide	Gault und Aptien	Obere Kreide	Tertiär
? Provinzialis	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**? sulcatus*	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
**? striatus*	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
IV. Gonatocheilus										
Oxfordiensis	—	—	—	178	—	—	—	—	—	—
**cf. Oxfordiensis n. nom.*	—	—	—	33	—	—	—	—	—	—
Brunneri (*Oost.*)	—	—	—	165	—	—	29	3	—	—
planus	—	—	—	23	—	—	—	—	—	—
**cf. planus*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
**cordiformis*	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
expansus	—	—	36	1	—	—	(2)	—	—	—
cf. expansus	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
V. *Scaptorhynchus										
miocenicus Bell.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1

Nach dem hiermit gegebenen Verzeichnis des geologischen Vorkommens aller mir bekannten und wenigstens halbwegs brauchbaren Rhyncholithenarten wäre die Frage nach dem geologischen Vorkommen etwa folgendermaßen zu beantworten.

a) Nach den Fossilformen eingeteilt.

1. *Nautilus*-Schnäbel (*sensu lato*) sind aus allen geologischen Horizonten von den mitteltriadischen Schichten (deutscher Muschelkalk und Cassianer Schichten der Alpen) bis ins Miocän bekannt. Der Typus des *Rh. hirundo Faure-Biguet* (alter Typus) ist auf die Trias beschränkt, doch gibt es aus dieser Zeit auch schon Formen vom rezenten Typus (*Rh. Orbignyanus Münster*, s. Abhandl. 1906). Dieser ungemein formenreiche, zum *Nautilus s. str.* gehörige Schnabeltypus wurde in die zwei Gruppen der *Curvati* und der *Recti* aufgelöst, wobei jedoch bemerkt werden muß, daß mehrere Schnabelformen bekannt sind, welche eine Mittelstellung zwischen den beiden eigens benannten Gruppen einnehmen; an eigentliche „Übergangsformen" im genetischen Sinne darf hierbei jedoch nicht gedacht werden, wie das geologische Vorkommen lehrt. Die echten *Curvati* sind auf den oberen Jura und das Neocom beschränkt, und zwar gehören die „Riesenformen" ausschließlich dem Jura (Dogger und Malm) an, während die neocomen *Curvati* (*Rh. Grayensis* und *Curvatus*) nur mittelgroße Arten sind. Die echten *Recti* scheinen für die obere Kreide einigermaßen charakteristisch zu sein, denn wir kennen aus diesen Schichten eine größere Zahl von kleinwüchsigen Arten, jedoch auch ein schlecht erhaltenes größeres Exemplar aus dem Oxfordien (*sp. ind.*, pag. 559). Die als „Mittelformen" bezeichneten *Nautilus*-Schnäbel kennen wir aus

allen geologischen Altersstufen. Hierher gehört die liassische *sp. ind. Deslongchamps* (pag. 542), der Form nach ebensogut wie der miocäne *Rh. Allioni Bell.* und der rezente *Nautilus*-Schnabel. Eine vierte Formgruppe bilden vielleicht die eigentümlich skulpturierten, scharf zugespitzten Schnäbel, von welchen Parona (Taf. XIII, Fig. 4 und 10) Abbildungen gegeben hat und welche (s. Abhandl. 1906) vielleicht zur Gattung *Aturia* gestellt werden sollen.

2. Nicht-*Nautilus*-Schnäbel. Die artenreiche Gattung *Hadrocheilus* tritt zum erstenmal im Lias (2 Arten, 2 Stücke) auf, dann sind einige Formen (10 Arten? 12 Stücke) aus dem Oxfordien und Tithon bekannt, während ihre Hauptentfaltung (33 Arten? 64 Stücke) ins Neocom fällt; aus dem Gault stammen 2 Arten (2 Stücke); aus obercretacischen Schichten ist mir nur eine einzige Art bekannt, welche Marck als *Rh. monasteriensis* abgebildet hat und von welcher keineswegs mit Sicherheit gesagt werden kann, ob es sich hierbei tatsächlich um einen Vertreter der Gattung *Hadrocheilus* handelt. Das gleiche gilt von der problematischen Spezies, welche Parona (Taf. XIII, Fig. 11) veröffentlicht hat. Demnach möchte ich nach dem jetzigen Stande meiner Kenntnis annehmen, daß die *Hadrocheilus* in der Unterkreide aussterben.

Die Gattung *Leptocheilus* scheint für den mittleren Jura charakteristisch zu sein, da fast alle Arten und Exemplare aus dem Kelloway und Oxfordien stammen und nur zwei Stücke als Neocomfunde (aber mit Fragezeichen) etikettiert sind. Sicher ist nur das neocome Alter des *L. Uhligi* (Abhandl. 1906), doch weicht diese Art schon erheblich vom reinen *Leptocheilus*-Typus ab.

Die Gattung *Akidocheilus* gehört mit zwei Arten dem oberen Jura (Oxfordien, Tithon), mit allen übrigen Arten (36 Ex.) dem Neocom an.

Die Gattung *Gonatocheilus* ist aus dem Kelloway, Oxfordien und der Unterkreide bekannt, wobei bemerkt werden muß, daß die Gruppe der *Fracti* erst in der Oxfordstufe auftritt.

Keine der letzterwähnten drei Gattungen ist aus liassischen, obercretacischen oder tertiären Schichten bekannt.

Die Gattung *Scaptorhynchus Bellardi* gehört ausschließlich dem Tertiär an.

b) Nach dem geologischen Alter.

1. In der Trias kommen *Nautilus*-Schnäbel vom Typus des *Rh. hirundo* und vom rezenten Typus vor, triadische Nicht-*Nautilus*-Schnäbel sind nicht bekannt.

2. Aus dem Lias kennen wir nur noch *Nautilus*-Schnäbel[1]) vom rezenten Typus, ferner die ersten Vertreter der Nicht-*Nautilus*-Schnäbel, und zwar ausschließlich die Gattung *Hadrocheilus*.

[1]) Echte *Nautilus*-Schnäbel sind dann aus allen folgenden jüngeren geologischen Altersstufen bekannt; sie behalten ihre Grundform unveränderlich bei vom Lias bis in die Jetztzeit.

3. Erst im Callovien treten auch Formen aus anderen Gattungen auf, und zwar *Leptocheilus* und *Gonatocheilus*. *Akidocheilus* scheinen noch zu fehlen.

4. Mit dem Oxfordien beginnt die kurze Blütezeit der Nicht-*Nautilus*-Formen, einzelne *Gonatocheilus* stellen geradezu Leitformen fürs Oxfordien dar.

5. Im Neocom entfalten die Gattungen *Hadrocheilus* und *Akidocheilus* ihre größte Arten- und Individuenzahl, während von den *Gonatocheilus* nur mehr eine Art vorhanden ist und die Gattung *Leptocheilus* in ihren typischen Vertretern ausgestorben scheint.

6. Höher als Neocom reicht bloß die auffallend langlebige Art *G. Brunneri* (Gault) und einzelne *Hadrocheilus* (Gault und Aptien).

7. Aus der Oberkreide kenne ich bloß den problematischen *Rh. monasteriensis Münster*.

8. Im Tertiär tritt die Gattung *Scaptorhynchus* neu auf, während alle anderen Nicht-*Nautilus*-Schnäbel erloschen zu sein scheinen [1]).

Demnach eignen sich zur Bestimmung des geologischen Alters:

1. die *Rh. hirundo*- ähnlichen *Nautilus*-Schnäbel für Trias,
2. die *Leptocheilus* für Kelloway-Oxford,
3. die *Hadrocheilus* und *Akidocheilus* für Oxford-Neocom.

Inwiefern einzelne Arten der Nicht-*Nautilus*-Schnäbel zur geologischen Altersbestimmung geeignet sein mögen, geht aus der Tabelle unmittelbar hervor.

Speziell seien gemeint: *G. Oxfordiensis* (Oxford), *G. ambiguus* und *cf. ambiguus* (Neocom) und *G. expansus* (Kelloway).

Die zoologische Zuordnung der Nicht-Nautilus-Schnäbel.

Als das merkwürdigste Resultat der geologischen Betrachtung muß die Tatsache bezeichnet werden, daß dem reichlichen Vorkommen der verschiedenartigsten Nicht-*Nautilus*-Schnäbel im Neocom ein gänzliches Erlöschen beinahe aller oder wahrscheinlich aller Gattungen auf dem Fuße folgt. Es scheint daraus der Schluß unabweislich, daß die zu den Nicht-*Nautilus*-Schnäbeln gehörigen Cephalopodengattungen und -arten bis auf spärliche Reste mit Abschluß der Unterkreidezeit ausgestorben waren. Es ist hierin die Analogie mit der geologischen Lebensdauer der Belemnoiden unverkennbar.

[1]) Wobei ich es unentschieden lassen muß, ob für Paronas Taf. XIII, Fig. 11 eine eigene Gattung zu begründen ist.

Inhaltsübersicht.

Erklärung zu Tafel IX.

Fig. 1. *Trochictis hydrocyon P. Gerv.*, rechter Unterkieferast von innen.
Fig. 2. „ „ „ „ derselbe von außen.
Fig. 3. „ „ „ „ derselbe von oben.
Fig. 4. „ „ „ „ linker Unterkieferast von außen.
Fig. 5. „ „ „ „ I_3, C links oben von außen.
Fig. 6. „ „ „ „ C rechts oben von innen.
Fig. 7. „ „ „ „ rechter Unterkieferast von innen.
Fig. 8. *Palaeomeryx Bojani H. v. M.*, linker Unterkieferrest mit M_{2-3} von außen.
Fig. 9. *Palaeomeryx Kaupii H. v. M.*, linker Unterkieferast von außen.

Die Abbildungen zeigen die natürliche Größe.
Sämtliche Originale befinden sich in meinem Privatbesitze.



Tafel X.

Rhinoceros Mercki Jäger in Österreich.

Erklärung zu Tafel X.

Fig. 1. Ansicht der Unterkieferzähne von *Rhinoceros Mercki Jäger* von der Fischa, von der Seite. (m_3 ist etwas zu tief gesetzt.)
Zirka 1/1·9 natürlicher Größe.

Fig. 2 u. 3. Die Unterkieferzahnreihen von oben gesehen.
Zirka 1/1·8 natürlicher Größe.

Fig. 4. Unterkieferäste von *Rhinoceros Mercki var. Vindobonensis n. var.*
Zirka 1/4·3 natürlicher Größe.



Fig. 2.



Fig. 1.



Fig. 3.



Fig. 4.

Tafel XI.

Rhinoceros Mercki Jäger in Österreich.

Tafel XI.

Rhinoceros Mercki Jäger in Österreich.

Erklärung zu Tafel XI.

Rhinoceros Mercki Jäger var. Vindobonensis n. var. von Heiligenstadt in Wien.

Fig. 1. Ansicht des Schädelrestes von der Seite.
Zirka 1/2·8 natürlicher Größe.

Fig. 2. Ansicht der Kaufläche.
Zirka $^1/_2$ natürlicher Größe.

Fig. 1.



In zirka 1/2·8 natürlicher Größe.

Fig. 2.



In zirka 1/2 natürlicher Größe.

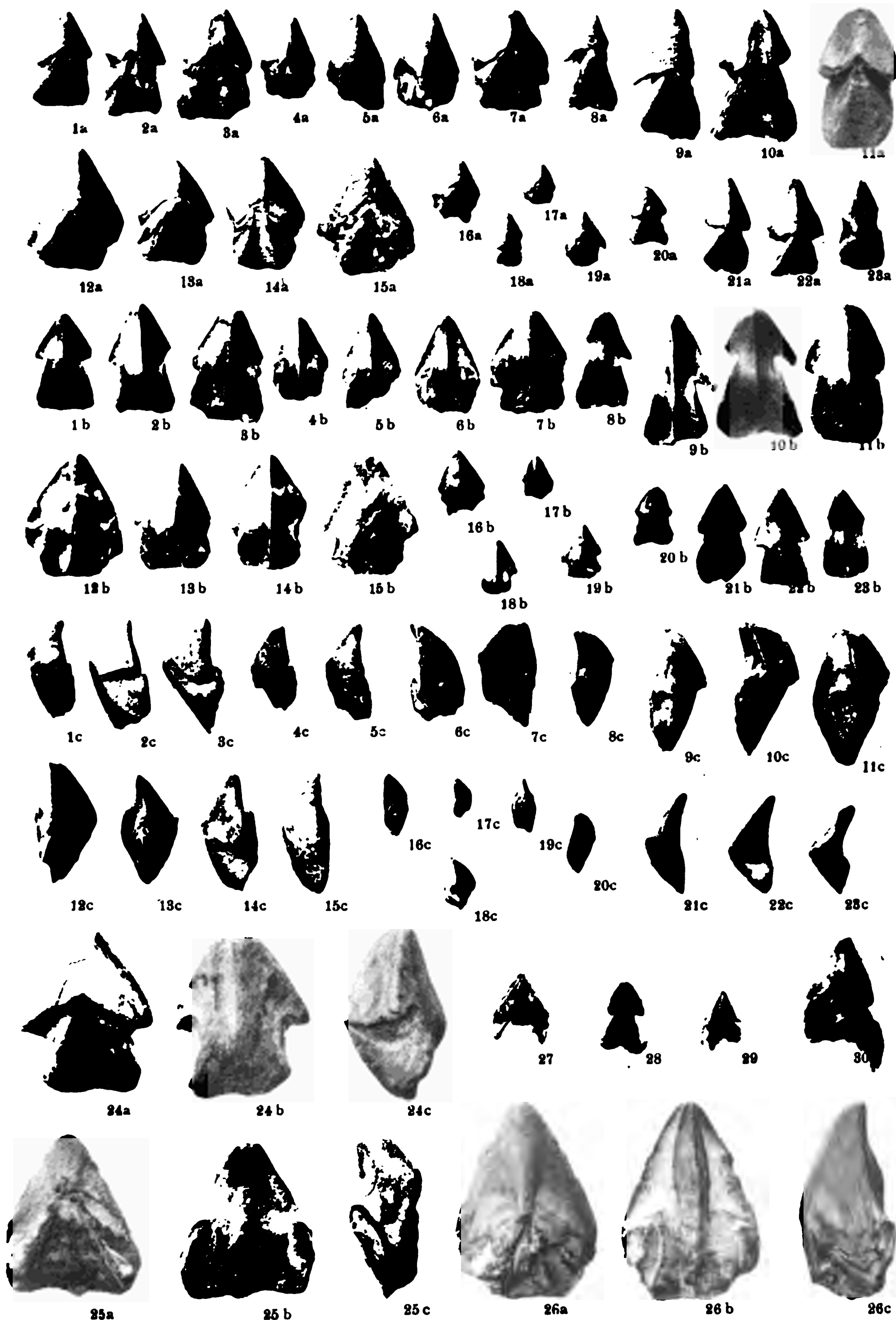
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 28.

Tafel XII.

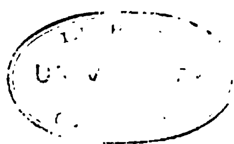
Die fossilen Cephalopodengebisse.

Erklärung zu Tafel XII.

Fig. 1 *a—c*. ***Hadrocheilus costatus***. C. G.
Fig. 2 *a—c*. " *cf. costatus*. C. Gr.
Fig. 3 *a—c*. " ***Valanginiensis***. C. Gr.
Fig. 4 *a—c*. " ***Schlosseri*** (Exemplar von Cheiron). C. M.
Fig. 5 *a—c*. " ***Oosteri***. C. Gr.
Fig. 6 *a—c*. " ***hamatus***. C. Gr.
Fig. 7 *a—c*. " ***rugosus***. C. M.
Fig. 8 *a—c*. " ***Theodosiae*** (das größere Exemplar). C. M.
Fig. 9 *a—c*. " ***oblongus***. C. M.
Fig. 10 *a—c*. " ***longohasta*** (das größere Exemplar). C. G.
Fig. 11 *a—c*. " ***convexus***. C. G.
Fig. 12 *a—c* " ***gibberiformis***. C. Gr.
Fig. 13 *a—c*. " ***cf. gibber***. C. G.
Fig. 14 *a—c*. " ***gibber***. C. Gr.
Fig. 15 *a—c*. " ***cf. gibberoides***. C. M.
Fig. 16 *a—c*. " ***depressus***. C. G.
Fig. 17 *a—c*. " ***exsecatus***. C. M.
Fig. 18 *a—c*. " (?) ***Hercynicus***. C. M.
Fig. 19 *a—c*. " ***gibberoides*** (mittelgroßes Exemplar). C. G.
Fig. 20 *a—c*. " ***cf. squammatus***. C. Gr.
Fig. 21 *a—c*. " ***procerus***. C. G.
Fig. 22 *a—c*. " ***cf. procerus***. C. Gr.
Fig. 23 *a—c*. " (?) ***proceriformis***. C. Gr.
Fig. 24 *a—c*. " ***robustus***. C. G.
Fig. 25 *a—c*. " ***latus***. C. Gr.
Fig. 26 *a—c*. " ***Kiliani***. C. Gr.
Fig. 27 *a—c*. " ***sp. ind.*** C. B.
Fig. 28 *a—c*. " ***sp. ind.*** (***affin. Theodosiae***). C. G.
Fig. 29 *a—c*. " ***sp. ind.*** (***affin. Hoheneggeri***). C. B.
Fig. 30 *a—c*. " ***sp. ind.*** (***affin. convexus***). C. Gr.



Phot. u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

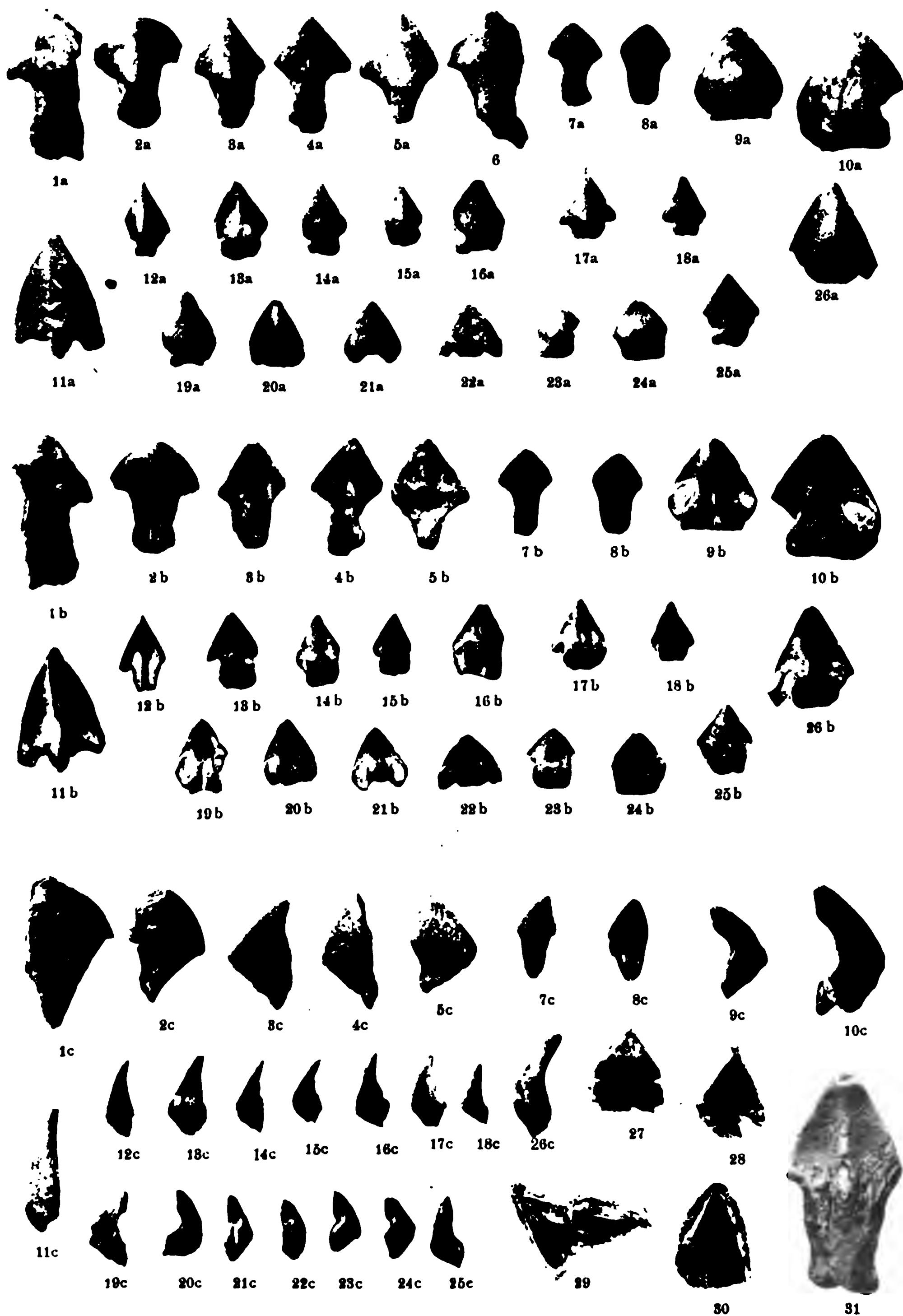


Tafel XIII.

Die fossilen Cephalopodengebisse.

Erklärung zu Tafel XIII.

Fig. 1 *a—c. Temnocheilus?* (*Rhyncholithes cf. hirundo*). C.
Fig. 2 *a—c.* „ (*Rhyncholithes hirundo*). C. G.
Fig. 3 *a—c. Nautilus* (*Rh. curvatus Till*). C. Br.
Fig. 4 *a—c.* „ (*Rh. rectus Till*). C. Br.
Fig. 5 *a—c.* „ (*Rh. curtus Till*). C. G.
Fig. 6 *a—c.* „ (*Rh. sp. ind.*) Oberseite. C. Br.
Fig. 7 *a—c.* „ (*Rh. parvulus Münster*) [doppelte Größe]. C. M.
Fig. 8 *a—c.* „ (*Rh. minimus Binkh.*) [doppelte Größe]. C. M.
Fig. 9 *a—c. Gonatocheilus Brunneri.* C. B.
Fig. 10 *a—c. Gonatocheilus Brunneri.* C. Br.
Fig. 11 *a—c. Leptocheilus excavatus.* C. Gr.
Fig. 12 *a—c.* „ *tenuis.* C.
Fig. 13 *a—c. Akidocheilus levigatus* (größtes Exemplar von Jaby). C. Gr.
Fig. 14 *a—c.* „ *Chomeracensis* (größeres Exemplar). C. G.
Fig. 15 *a—c.* „ *regularis* (größeres Exemplar). C. G.
Fig. 16 *a—c.* „ *irregularis* (größeres Exemplar). C. G.
Fig. 17 *a—c.* „ *Tauricus* (größtes Exemplar). C. M.
Fig. 18 *a—c.* „ *cf. Tauricus.* C.
Fig. 19 *a—c. Gonatocheilus Oxfordiensis.* C.
Fig. 20 *a—c.* „ *cf. planus.* C. M.
Fig. 21 *a—c.* „ *planus.* C.
Fig. 22 *a—c.* „ *expansus* (vollständiges Exemplar). C.
Fig. 23 *a—c.* „ *expansus* (verbroch. Exemplar, gewöhnl. Erhaltung). C.
Fig. 24 *a—c.* „ *cf. expansus.* C. G.
Fig. 25 *a—c. Akidocheilus* (?) *Provinzialis.* C. M.
Fig. 26 *a—c.* „ *transiens.* C.
Fig. 27 *a—c. Gonatocheilus sp.* samt Flügelfortsätzen. C.
Fig. 28 *a—c. Leptocheilus sp. affin. tenuiformis.* C. B.
Fig. 29 *a—c.* „ *Geyeri.* C. W.
Fig. 30 *a—c.* „ *sp. affin. excavatus.* C. B.
Fig. 31 *a—c. Nautilus* (*Rh. Hoffmanni Römer*). Unterseite. C. Br.



Phot. u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien.

Von Dr. Walery Ritter von Łoziński.

Mit 3 Tafeln (Nr. XIV—XVI) und 3 Zinkotypien im Text.

1. Allgemeine Bemerkungen.

Vor etwa zwei Jahren habe ich eine Abhandlung über „Die Täler der ostkarpathischen und podolischen Flüsse“ in polnischer Sprache veröffentlicht[1]). Der dritte Abschnitt der genannten Arbeit war den Karsterscheinungen gewidmet, welche sich in seltener Fülle und Mannigfaltigkeit auf der Oberfläche des galizisch-podolischen Plateaus entwickelt haben und stellenweise der Landschaft ihr eigentümliches Gepräge verleihen. Bei dem damaligen Stande meiner diesbezüglichen Untersuchungen war es mir nur möglich, eine Diagnose der Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien zu bieten und dieselben in einige Typen zu gruppieren. Seit dieser Zeit aber habe ich meine Studien im Felde ununterbrochen fortgesetzt und mein Material soweit bereichert, daß ich nun den Versuch machen kann, nicht nur die Einzelheiten der podolischen Karsterscheinungen darzustellen, sondern auch ein annäherndes Bild ihrer geographischen Verbreitung auf der beiliegenden Kartenskizze zu entwerfen.

Dem trefflichen Beispiele W. Teisseyres folgend, unterscheiden wir in Galizisch-Podolien zwei geologisch und landschaftlich verschiedene Gebiete, das heißt den paläozoischen Horst und die opolischen Senkungen.

Den Sockel des paläozoischen Horstes bildet eine mächtige Reihe obersilurischer und unterdevonischer Ablagerungen, die in einem Teile des paläozoischen Horstes von mesozoischen Bildungen bedeckt sind, während sonst unmittelbar auf dem Paläozoikum das Miocän liegt[2]). Die mesozoische Gruppe ist durch oberjurassische Kalke, durch cenomane Ablagerungen von wechselnder petrographischer Beschaffen-

[1]) Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich. Lemberg 1905. Ein ausführliches Autoreferat darüber findet man im Geolog. Zentralblatte, Bd. VII, Nr. 2275.

[2]) Zur näheren Orientierung über den geologischen Aufbau des paläozoischen Horstes sei auf die lehrreichen Kartenskizzen hingewiesen, welche der grundlegenden Arbeit von W. Teisseyre: Der paläozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder (Beiträge zur Paläont. und Geol. Österreich-Ungarns, Bd. XV) beigegeben sind.

heit und durch die sogenannte „weiße Kreide mit Feuersteinen" (wahrscheinlich Turon) vertreten, deren mächtige, oft stark zerklüftete Mergelkomplexe sich auf den westlichsten Teil des Horstes beschränken. Über dem Paläozoikum, beziehungsweise dem Mesozoikum breitet sich eine mächtige, einheitliche Decke miocäner Ablagerungen aus, von denen der Lithothamnienkalk (= Leithakalk des Wiener Beckens) und die Gipslager in seinem Hangenden als die wichtigsten Glieder hervorgehoben werden dürfen. Die miocäne Stufe ist durch das Diluvium überkleidet, das hauptsächlich in den tiefsten Partien aus Schottern lokaler Herkunft besteht und nach oben mit echtem, äolisch entstandenem Löß abschließt. Über das Grundwasserregime des paläozoischen Horstes sei an dieser Stelle nur erinnert, daß oberhalb der absolut undurchlässigen paläozoischen Unterlage, meistens in dem miocänen Lithothamnienkalk [1]) der größte Teil des einsickernden atmosphärischen Wassers aufgespeichert wird [2]).

Längs der Dislokationen, welche den NW- und SW-Rand des paläozoischen Horstes bestimmen, treten an denselben die opolischen Senkungsgebiete heran. Im NW grenzt an den paläozoischen Horst ein Gebiet, dessen Unterlage überaus mächtige Mergelkomplexe des Senons bilden, denen das Miocän und das Diluvium aufgelagert sind. Am SW-Rande des paläozoischen Horstes liegt Pokucie, wo die miocänen Gipslager ihre größte Mächtigkeit und Verbreitung erreichen. Das Liegende der Gipslager bilden die wenig mächtigen, ebenfalls miocänen „Baranower Schichten", unter denen in den tiefsten Erosionseinschnitten die Mergel der „weißen Kreide" hervorlugen.

Der geologische Bau Podoliens, insbesondere in den höheren, dem atmosphärischen Wasser am meisten ausgesetzten Partien, zeichnet sich durch das häufige Vorkommen von Gesteinen aus, die geeignet sein dürften, unter dem Einflusse des einsickernden Wassers zu Trägern des Karstphänomens zu werden. Zu diesen karstfähigen Gesteinen Podoliens gehören nicht nur Gipslager und Kalkablagerungen, sondern in manchen Fällen auch Mergel, von denen man allerdings mit Rücksicht auf den bedeutenden Gehalt an unlöslichen Rückständen am wenigsten eine Neigung zum Karstphänomen erwarten würde [3]). Alle Karsterscheinungen, die in Podolien festgestellt werden konnten, sind fast ausschließlich an drei Gebilde gebunden, und zwar 1. an den senonen Mergel, 2. an den miocänen Lithothamnienkalk und 3. an die miocänen Gipslager. In der „weißen Kreide" ist ein aus-

---

[1]) Mitunter in seinem Liegenden, wie zum Beispiel im SE-Teile des paläozoischen Horstes, wo zwischen dem Miocän und dem Paläozoikum cenomane Sandsteinbänke eingeschaltet sind.

[2]) W. v. Łoziński, Bericht über die Ergebnisse hydrogeologischer Untersuchungen im politischen Bezirk Horodenka. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1905.

[3]) Das Vorkommen von Karsterscheinungen in Mergeln ist nicht auf Podolien allein beschränkt. Tietze hat im zerklüfteten Kalkmergel des Pläners in Mähren trichterförmige Einsenkungen der Erdoberfläche und das Verschwinden eines Baches beobachtet. (Bemerkungen über das Projekt einer Wasserversorgung der Stadt Brünn aus dem Gebiete nördlich Lettowitz. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLVIII, pag. 187. — Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Ibid., Bd. LI, pag. 515 und 624.)

gesprochenes Karstphänomen nur in einem einzigen Falle beobachtet worden.

Die vorherrschende Form des podolischen Karstphänomens sind trichter- oder kesselförmige Einsenkungen der Erdoberfläche, deren Typus in den Dolinen des adriatischen Karstes vorliegt. Die Betrachtung der podolischen Karsterscheinungen muß selbstverständlich an die Erfahrungen anknüpfen, die im eigentlichen Karst über die auflösende Tätigkeit des einsickernden Wassers gewonnen worden sind. Wenn wir aber im folgenden das reiche, durch Tietze[1]), Cvijić[2]) und Grund[3]) an der Adria zusammengebrachte Beobachtungsmaterial verwerten, dürfen wir dies nicht ohne gewisse Einschränkungen tun. Die Gesteine, in denen sich die Karsterscheinungen Podoliens entwickelt haben, zeigen einen ziemlich hohen Gehalt an unlöslichen Beimengungen, die sich in verhältnismäßig kurzer Zeit zu Eluvialprodukten anhäufen und dem einsickernden Wasser den Zugang zum Gestein hindern. Eine üppige, zusammenhängende Pflanzendecke erzeugt zwar reichlich Huminsäuren, die das unterlagernde Kalkgestein angreifen und bei dessen Auflösung mitspielen. Trotzdem ist der Einfluß der Vegetation auf die Entwicklung des Karstphänomens im Großen und Ganzen ein negativer, da sie die feinen lockeren Eluvialprodukte vor der Abspülung schützt und deren Anhäufung erheblich fördert. Es ist begreiflich, daß unter solchen Umständen die Karsterscheinungen Podoliens im einzelnen vergänglich sind. Eine Hohlform, die an der Erdoberfläche entweder durch direkte Auflösung des Gesteins oder durch den Einsturz infolge unterirdischer Auslaugung entstanden ist, wird nach einiger Zeit durch die Akkumulation von Eluvialprodukten eingeebnet und unter dem Einflusse der Vegetation verwischt. Gleichzeitig aber löst das Wasser an einer anderen Stelle das anstehende Gestein auf und schafft allmählich neue Hohlformen. So wird die Existenz der Karsterscheinungen für lange Zeit erhalten, wenn auch ihre Einzelformen einem steten Wechsel unterworfen sind.

Die petrographische Beschaffenheit der Gesteine, und zwar der Gehalt an unlöslichen Rückständen und der Mangel an erforderlicher Festigkeit (insbesondere des senonen Mergels), sowie die dichte Pflanzendecke sind daran schuld, daß die Karsterscheinungen nicht überall mit genügender Schärfe hervortreten und eine dominierende Rolle in der Landschaft spielen. Eine Karstlandschaft ist in Podolien viel seltener als die Karsterscheinungen und eine „blattersteppige" Szenerie kommt nur denjenigen Gebieten zu, wo die miocänen Gipslager eine bedeutende Mächtigkeit und Verbreitung erreichen.

Es gibt aber auch einen Umstand, der die Ausbildung des Karstphänomens auf größeren Strecken in Podolien begünstigt. Wir meinen die Lagerung der Schichten.

Die Bemerkung von A. Grund, daß „gestörte und gefaltete

[1]) Tietze, Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXX.

[2]) Cvijić, Das Karstphänomen. Geogr. Abhandl., herausg. von Penck, Bd. V, Heft 3.

[3]) Grund, Karsthydrographie. Ibid., Bd. VII, Heft 3.

Kalkschichten viel intensiver verkarstet sind als ungestörte"[1]), hat keine allgemeine Bedeutung. Sie trifft gewiß zu, wenn wir mit einem Gebiete zu tun haben, das — wie der adriatische Karst — aus Kalkkomplexen von enormer Mächtigkeit und einheitlicher Beschaffenheit aufgebaut ist. In diesem Falle kann die unterirdische Wasserzirkulation durch die Aufrichtung nicht erheblich gestört werden, denn es mangelt an impermeablen Zwischenlagen, die durch ihre Faltung die Kontinuität der unterirdischen, die Klüfte der Kalke erfüllenden Wassermassen vielfach unterbrechen würden. Im Gegenteil, wo die Kalkablagerungen nicht eine Mächtigkeit und Homogenität besitzen, die dem Karste gleichgestellt werden könnten, ist die Aufrichtung der Schichten keine günstige Vorbedingung für die Entwicklung des Karstphänomens. Ohne Zweifel werden die Angriffspunkte des Kalkes gegenüber dem atmosphärischen Wasser durch eine intensive Faltung bedeutend vermehrt. Viel wichtiger aber ist die Tatsache, daß infolge der Faltung die impermeable Unterlage des Grundwassers einen stark wellenförmigen Verlauf annimmt und in rascher Abwechslung an der Erdoberfläche ausstreicht oder in eine bedeutende Tiefe versinkt, wodurch die unterirdischen Wassermassen vielfache Störungen ihrer Kontinuität erfahren.

Im Einklange mit unseren Betrachtungen über den Einfluß der Schichtenfaltung auf das Karstphänomen ist die Tatsache, daß der Plateaujura an Reichtum der Karsterscheinungen den Kettenjura bei weitem übertrifft[2]). Noch wichtiger sind für uns die Beobachtungen von Katzer, aus denen hervorgeht, daß die Dolinenbildung auch in Kalkmergeln mit einem hohen Gehalte an unlöslichen Beimengungen ebensogut wie in einem reinen Kalk einsetzen kann, wenn die Schichtenlagerung eine ziemlich flache ist[3]). Auch für die Entwicklung der Karsterscheinungen in Podolien ist es als ein günstiger Umstand hervorzuheben, daß die Ablagerungen, die zum Karstphänomen neigen, nicht gefaltet worden sind. Die Schwankungen, denen die hypsometrische Lage der impermeablen, paläozoischen Unterlage des Grundwassers unterworfen ist, erreichen zwar eine nicht unbedeutende Amplitude. Sie vollziehen sich aber erst auf größeren Strecken hin und so langsam, daß dadurch nur die hypsometrische Lage der unterirdischen Wassermassen verschoben, aber ihr Zusammenhang nicht beeinträchtigt wird. Diese Kontinuität des Grundwasserniveaus in Podolien, die nur durch die tieferen Täler unterbrochen wird, muß ohne Zweifel die Ausbildung der Karsterscheinungen im hohen Grade begünstigen.

Der außerordentliche Reichtum Podoliens, insbesondere des pa-

[1]) L. c., pag. 172.

[2]) Machaček, Der Schweizer Jura. Peterm. Mitteil., Erg.-Heft Nr. 150, pag. 125.

[3]) Katzer, Bemerkungen zum Karstphänomen. Monatsberichte d. deutsch. geol. Ges., 1905, pag. 239. — Nach Sobolew (Izw. Russk. Geogr. Ob., Bd. XXXV, 1899, pag. 501) wird die Entwicklung des Karstphänomens auf der Onega-Dwinaschen Wasserscheide in erster Linie durch die flache Lagerung der Karbonkalke und -dolomite begünstigt.

läozoischen Horstes, an Travertinabsätzen [1]) ist ein sprechendes Zeugnis, welch große Mengen von Kalkkarbonat durch das Grundwasser gelöst werden. Wir können aber die Travertinbildung nicht als ein spezifisches Merkmal der Karsterscheinungen betrachten. Ein Überblick der Verbreitung von Travertinabsätzen und Karsterscheinungen in Podolien zeigt, daß erstere im Bereiche des paläozoischen Horstes unvergleichlich häufiger sind als in den opolischen Senkungsgebieten, die ihrerseits an Karstphänomen reicher sind. Es ist für das Wesen der Karsterscheinungen ohne Belang, wo der aufgelöste Kalk zur Ablagerung gelangt, sei es gleich beim Zutagetreten des Grundwassers oder erst in Wasseransammlungen, in die die abfließenden Gewässer münden. Die Travertinabsätze könnten höchstens nur insofern das Karstphänomen gewissermaßen beeinflussen, als durch ihre Akkumulation Quellenöffnungen verstopft werden und das unterirdische Wasser genötigt wird, sich einen anderen Weg zur Erdoberfläche zu suchen, wie dies tatsächlich hie und da in Podolien der Fall ist.

Die geographische Verbreitung des Karstphänomens in Podolien scheint keiner allgemeinen Regel unterworfen zu sein. Nur für die Karsterscheinungen in den Gipslagern wird es uns möglich sein, ihre Verteilung und Häufigkeit aus dem geologischen Baue des Landes zu begründen (pag. 721). Die Karsterscheinungen dagegen, die in Kalkablagerungen ihren Sitz haben, sind regellos auf der Oberfläche Podoliens zerstreut. Möglicherweise hängt ihr massenhaftes Auftreten im Senon des Quellengebietes des Bugflusses mit der Reinheit der Kalkablagerung zusammen, wie wir es im nächsten Abschnitte zeigen werden. Sonst aber ist die räumliche Anordnung der Karsterscheinungen in den Kalkgebilden recht launenhaft. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß die lokale Veranlagung der Kalkablagerungen zum Karstphänomen auf gewisse, noch nicht aufgehellte Unterschiede von primärer petrographischer Beschaffenheit des gegebenen Kalkgebildes hinweist. Aus dem Überblicke der Karsterscheinungen Podoliens ergibt sich als die einzige Regel, daß sie nur da auftreten, wo das betreffende Kalkgestein von keiner jüngeren Ablagerung bedeckt wird [2]) und seine Oberfläche sanft geneigt ist. Diese Bedingung aber ist selten in Podolien erfüllt, da das Land zur jüngeren Diluvialzeit mit äolischem Staube zugeschüttet worden ist, welcher — wo nur die Neigung des Terrains nicht zu groß war — zu einer dicken Lößdecke sich anhäufte. Die Kalkablagerungen sind daher meistens nur an den steilen Gehängen der Schluchten und Täler entblößt, wo aber das Regenwasser zu schnell abfließt, um das Kalkkarbonat auflösen zu können. Wo hingegen die Oberfläche des Kalkgesteins sanft geneigt ist, dort lastet auf demselben eine mächtige Lößdecke. Das Auftreten des Karstphänomens beschränkt sich daher auf die wenigen Partien, die, wenn auch sanft geneigt, vom äolischen Staube nicht bedeckt wurden [3]) und wie kleine lößfreie Inseln im Lößgebiete zerstreut sind. Daraus könnte man nicht

[1]) Mitteil. d. k. k. geogr. Ges. in Wien, Bd. XLVII, pag. 548. — Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1905, pag. 94 und 95.

[2]) Abgesehen von den eigenen Verwitterungsprodukten.

[3]) Es mag dahingestellt bleiben, ob an diesen Stellen der Staub überhaupt zur Ablagerung nicht gelangte oder erst später abgespült wurde.

mit Unrecht folgern, daß Podolien vor der Lößbildung an Karsterscheinungen viel reicher war, die später zum guten Teil durch die äolische Akkumulation ausgeebnet und verwischt wurden.

---

2. Die Karsterscheinungen im Bereiche des Senons.

Das Gerüst des geologischen Baues des nördlichen Podolien besteht, soweit es unseren Beobachtungen zugänglich ist, aus einem überaus mächtigen Komplex senonen Mergels, welcher nicht nur überall in der Tiefe der Täler als das älteste Schichtensystem dieses Gebietes zutage tritt, sondern auch an den Abhängen zu einer beträchtlichen Höhe ansteigt. Der senone Mergel, wenn auch in der Regel stark zerklüftet, ist dennoch größtenteils nicht zugänglich dem unterirdischen Wasser, das in den miocänen oder diluvialen Bildungen zirkuliert und an der oberen Grenze des Mergels in zahlreichen Quellen zutage tritt. Die völlige Impermeabilität verdankt der Mergel seinen petrographischen Eigenschaften, und zwar der weichen Beschaffenheit und dem hohen Gehalte an feinen unlöslichen Bestandteilen. Die Oberfläche des senonen Mergels ist die impermeable Unterlage, auf der das Grundwasser in den jüngeren Bildungen aufgespeichert wird.

Die genannten petrographischen Eigenschaften des senonen Mergels scheinen eine Neigung zum Karstphänomen geradezu auszuschließen [1]). Um so größer ist unsere Überraschung, wenn wir zwischen Zloczów und Brody ein etwa 80 km^2 großes Gebiet [2]) finden, wo der Mergel zum Träger typischer Karsterscheinungen wird [3]). Die Frage, warum der senone Mergel nur in diesem Teile seines Verbreitungsbezirkes Karsterscheinungen zur Schau trägt, kann vorläufig nur auf Grund von zwei chemischen Analysen gelöst werden, die uns in der bisherigen Literatur zur Verfügung stehen. Das Ergebnis dieser Analysen hat gezeigt, daß der senone Mergel bei Lemberg kaum 66·9% [4]), dagegen in der Gegend von Brody 94·34% Kalkkarbonat [5]) enthält. Es könnte somit das Auftreten der Karsterscheinungen gerade in der Gegend zwischen Zloczów und Brody durch den petrographischen Charakter des Senons begründet werden, das hier aus einem beinahe reinen Kalkgestein besteht und bei der Auflösung nur geringe Mengen

---

[1]) Uhlig hat seinerzeit den völligen Mangel an Karsterscheinungen im senonen Mergel ausdrücklich betont (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXIV, pag. 185).

[2]) Zu vergl. Blatt Zloczów (Z. 6, K. XXXII) der Spezialkarte und dasselbe Blatt des „Atlas geolog. Galicyi“ (Heft 7).

[3]) Bereits vor mehr als 30 Jahren hat Plachetko einige Beobachtungen bekanntgemacht, die das Vorhandensein von Karsterscheinungen in dieser Gegend (bei Podhorce) vermuten ließen und dieselben ganz zutreffend auf den senonen Mergel zurückgeführt. Trotzdem wurden bei den geologischen Aufnahmen dieses Landstriches die Karsterscheinungen verkannt, indem Hilber (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXII, pag. 253—254) und Lomnicki (Atlas geol. Galicyi, VII, pag. 75) für die merkwürdigen Quellbecken die Auflösung des Kalkmergels in Abrede stellten.

[4]) Atlas geolog. Galicyi, X—1, pag. 15.

[5]) Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A., Bd. XXXIV, pag. 185.

unlöslichen Rückstandes liefert. Infolgedessen geht die Akkumulation des eluvialen Materials verhältnismäßig langsam vor sich und es kann auf die Dauer eine lebhafte Wasserzirkulation im dichten Kluftnetze des senonen Kalkgesteins bestehen. Möglicherweise aber kommen noch andere Umstände in Betracht, zumal die Reinheit der Kalkablagerung keine unerläßliche Bedingung des Karstphänomens ist[1]).

Das in die zahllosen Klüfte des senonen Kalkgesteins eindringende Wasser löst Kalkkarbonat auf und erzeugt charakteristische, trichter- oder kesselförmige Vertiefungen der Erdoberfläche. Die dadurch entstandenen Hohlformen können in bezug auf ihre hypsometrische Lage und auf ihre Funktion in zwei Gruppen eingeteilt werden. Da das Klima Podoliens keine bedeutenden Schwankungen der Niederschlagsmenge im Laufe des Jahres aufweist, ist auch das Niveau des in den Klüften angesammelten Grundwassers keinen erheblichen Schwankungen unterworfen. Infolgedessen ist die Funktion der durch die Korrosion erweiterten Mündungen der Klüfte eine beständige, indem sie, je nach ihrer hypsometrischen Lage gegenüber dem Grundwasserhorizont, entweder immer das atmosphärische Wasser verschlucken oder starke perennierende Quellen liefern.

I. Die kessel- oder trichterförmigen Einsenkungen, die das Verschlucken des atmosphärischen Wassers besorgen und als echte Sauglöcher aufzufassen sind[2]), treten über dem Grundwasserniveau des Senons, zerstreut oder dicht nebeneinander auf. Während des Regens oder der Schneeschmelze füllen sie sich mit Wasser, das langsam in die feinsten Klüfte des Senons eindringt, sonst aber sind sie trocken. Die Form der Einsenkungen entspricht den „trichterförmigen" Dolinen in der morphologischen Einteilung von Cvijić[3]). Ihre Bildungsweise stimmt mit derjenigen der Dolinen des Karstes, wie wir sie durch Cvijić[4]) kennen gelernt haben, vollkommen überein. Das atmosphärische Wasser sickert in die Klüfte des senonen Kalkgesteins ein, löst allmählich Kalkkarbonat auf und erweitert die Mündungen der Klüfte zu kessel- oder trichterartigen Vertiefungen der Erdoberfläche. Selbstverständlich können diese Vertiefungen nur an solchen Stellen entstehen, wo die Oberfläche des senonen Kalkgesteins durch jüngere Ablagerungen nicht bedeckt und dem unmittelbaren Einfluß des atmosphärischen Wassers ausgesetzt ist. Man trifft sie daher in der Regel an sanft geböschten Abhängen oder in der Sohle breiter Erosionseinschnitte, die nach einem kurzen Laufe sich mit den am tiefsten ausgefurchten Tälern dieses Gebietes vereinigen und oft nur vorübergehend Wasser führen. Der Mangel an erforderlicher Festigkeit läßt das Vorhandensein von größeren offenen Klüften im senonen Kalkgestein nicht zu und die dichte Pflanzendecke trägt noch mehr dazu bei, das Einsickern des Wassers von der Erdoberfläche in die Klüfte zu erschweren und zu verzögern. Deshalb sind die Vertiefungen imstande, kaum einen Teil des Wassers aufzusaugen, welches nach

---

[1]) Katzer, l. c., pag. 239.

[2]) Eine photographische Aufnahme der Sauglöcher ist in meiner Abhandlung „Doliny rzek . . ." (Taf. IV *B*) abgebildet worden.

[3]) L. c., pag 227.

[4]) L. c., pag. 267 ff

dem Regen oder nach der Schneeschmelze sich in den genannten Erosionseinschnitten sammelt, während der Überschuß in periodischen, seltener in dauernden Bächen zum Abfluß gelangt und die Erosionseinschnitte allmählich weiter ausarbeitet. Da das Innere und die nächste Umgebung der Vertiefungen immer dicht mit Gras oder Gebüsch bewachsen sind, entzieht es sich der direkten Beobachtung, in welchem Gestein sie ausgelaugt wurden. Die hypsometrische Verteilung deutet entschieden darauf hin, daß die meisten Vertiefungen an das Senon gebunden sind. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß einige am höchsten gelegene Vertiefungen möglicherweise schon auf den miocänen Lithothamnienkalk entfallen. Ganz bestimmt kann dies nur von der Gruppe der Vertiefungen E von Huta Werchobuska angenommen werden.

II. Die kessel-, zuweilen auch schlotenförmigen [1]) Vertiefungen, die sich unter dem Grundwasserniveau des zerklüfteten Senons befinden, dienen zu Quellbecken, in denen das Grundwasser des Senons reichlich zutage tritt. Im Volksmunde heißen sie „Augen“ („oka“) oder „Fenster“ („okna“) [2]). Selbstverständlich erscheinen sie in einer geringeren Höhe als die Sauglöcher [3]), am Rande des ebenen, versumpften Alluvialbodens der Haupttäler dieses Gebietes, die am tiefsten eingeschnitten sind. In ihrer typischen Form stellen die Fenster kleine runde Wasserbecken dar, deren Wände steil zu einer beträchtlichen Tiefe abfallen. Sie sind mit Wasser von erstaunlicher Klarheit und Frische gefüllt, das aus den Klüften des senonen Kalkgesteins ununterbrochen in ergiebiger Menge zufließt. Wie reichlich das Wasser aus der Tiefe der Wasserbecken zutage tritt, ist daraus zu ersehen, daß aus jedem Fenster ein ansehnlicher Bach abfließt, dessen Wassermenge im Laufe des Jahres keine nennenswerten Schwankungen aufweist. Die fortwährende Bewegung des ausfließenden Wassers entfernt die feinen, lockeren Eluvialprodukte und entblößt das senone Kalkgestein, das in der Umrahmung eines jeden Fensters, wenn auch in spärlichen Aufschlüssen, ansteht. Die Fenster sind ein besonderer Quellentypus, der an das zerklüftete Kalkgestein, im nördlichen Podolien an das Senon gebunden ist. Das Wasser, das aus zahllosen, unsichtbaren Klüften hervorquillt, hat ihre Mündungen durch Auflösung des Kalkkarbonats zu Becken erweitert, die sich nach der Tiefe zu allmählich verengen und schließlich in eine Unzahl von Klüften übergehen. Das an den Fenstern Eigentümliche, daß sie perennierend einen ausgiebigen Überfluß klaren und kalten Wassers liefern, weist auf die engste Verwandtschaft mit den Vauclusequellen hin. Ein vollkommenes Analogon der Fenster haben wir in derjenigen Kategorie von Quellen, die wir mit von

[1]) Bobutycha.

[2]) Ich ziehe die Bezeichnung „Fenster“ vor, da der Ausdruck „Augen“ auch für Gebirgsseen verwendet wird und demnach zu Mißverständnissen führen könnte.

[3]) Durch barometrische Messungen habe ich festgestellt, daß die Sauglöcher in der Nachbarschaft des „Blauen Auges“ um 25—40 *m* höher liegen. Für die Sauglöcher in der Umgebung des Auges „Bobutycha“ ergab sich ein Höhenunterschied von 15—25 *m*.

Knebel als „Quelltöpfe" [1]) zusammenfassen und deren treffliche Beispiele in den „Bîmes" der Champagne [2]), im sogenannten „Blautopfe" [3]) am Südrande der Schwäbischen Alb, in der Quelle der Rudolfszeller Aach und anderen vorliegen.

Da dem senonen Gestein die erforderliche Festigkeit abgeht, können in demselben keine, aus den erweiterten Mündungen der Klüfte hervorgegangenen Höhlenausgänge [4]) bestehen, die sich horizontal in das Innere des Gesteins hinein erstrecken würden. Wir vermissen daher im Gebiete des Senons Quellen, die — ähnlich der Bunaquelle in Blagaj — aus horizontal verlaufenden und gegen das Innere des Kalkgesteins sich einengenden Höhlengängen hervortreten. Wo das Grundwasser aus den Klüften des Senons nicht im Talboden, sondern oberhalb desselben zutage tritt, ist keine Spur vom Karstphänomen zu sehen. Nur in dem einzigen Falle, wenn das unterirdische Wasser aus den Klüften in vertikaler Richtung, von unten nach oben aufsteigend, ausfließt, können Vertiefungen, die aus den durch die Korrosion erweiterten Mündungen der Klüfte entstehen, sich ausbilden und auf die Dauer bestehen. Dieses ist mit den Fenstern der Fall, die immer in der Talsohle, knapp am Fuße der bis zu einer bedeutenden Höhe aus Senon aufgebauten Talgehänge auftreten.

Der Wolicabach, der als der eigentliche Anfang des Seretflusses zu betrachten ist, und der Bugfluß in der weiten Niederung von Kołtów entstehen hauptsächlich aus wasserreichen Abflüssen von Fenstern. Die Quellen, welche in der Zahl von sechs die Quellbäche des Seret- und Bugflusses speisen, fallen in die Kategorie der Fenster. Allerdings stehen von den weiter aufzuzählenden Quellen nur die zwei ersten, die zu dem Einzugsgebiete des Seretflusses zählen, in der natürlichen, typischen Form der Fenster da. Die übrigen dagegen, die zum Bugflusse entwässert werden, sind mit Stein oder Holz eingefaßt und haben daher ihre ursprüngliche Form eingebüßt.

1. Das „Blaue Auge" besteht aus zwei, in der Form einer 8 verschmolzenen, kreisrunden Wasserbecken. Das nördliche Becken ist seicht und man sieht auf seinem Boden zahlreiche Baumäste dicht nebeneinander liegen. Das südliche, bei weitem tiefere Becken ist die eigentliche Austrittstelle des Wassers, das die beiden Becken füllt und zum Wolicabache abfließt [5]). Die auffallende blaue Farbe des Wassers im Quelltopfe kommt in seinem landläufigen Namen „Blaues Auge" zum Ausdrucke. Auf Grund der Untersuchungen von

---

[1]) Höhlenkunde, pag. 57 u. 58. — Penck nennt sie Auslaufkessel (Über das Karstphänomen. Schriften des Vereins zur Verbreitung naturw. Kenntnisse in Wien, Bd. XLIV, pag. 25).

[2]) Vergl. Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle, Bd. I, pag. 147—149.

[3]) Eine kurze Beschreibung dieses 20 *m* tiefen und mit blauem Wasser gefüllten Quelltopfes verdanken wir C. B. Klunzinger (Jahreshefte des Vereins f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 57, pag. LXXIX u. LXXX).

[4]) Ich wende diesen Ausdruck in derselben Bedeutung wie Penck an (Über das Karstphänomen, pag. 24).

[5]) In meiner Abhandlung „Doliny rzek . . . ." habe ich einen Durchschnitt (Fig. 7 *b*, pag. 64) und eine Abbildung (Taf. V *B*) des „Blauen Auges" gegeben.

Klunzinger, welcher sich mit der Herkunft der blauen Farbe des Wassers in den mit den Fenstern aufs engste verwandten Quelltöpfen am südlichen Rande der Schwäbischen Alb eingehend beschäftigte [1]), können wir auch die blaue Farbe unseres Quelltopfes auf den hohen Gehalt des Wassers an gelöstem doppeltkohlensauren Kalk zurückführen. Überdies ist auch die Tiefe des Wasserbeckens nicht ohne Bedeutung, indem mit zunehmender Tiefe die blaue Farbe des Wassers stärker hervortritt [2]). In der Tat kann nur das südliche, bedeutend tiefere Wasserbecken des „Blauen Auges" auf diesen Namen begründeten Anspruch haben.

2. Das Fenster „Bobutycha" ist ein kleines Wasserbecken, dessen Wände sehr steil abfallen. Der Umstand, daß die Tiefe im Verhältnis zum Areal der Wasserfläche sehr bedeutend ist, verleiht dem Becken eine schloten-(brunnen-)förmige Gestalt [3]). Das Fenster mit dem Bette seines ergiebigen Wasserabflusses, der nach einem kurzen Laufe ebenfalls den Wolicabach erreicht, stellt ein winziges, aber mustergültiges Sacktal [4]) vor.

3. Die Quelle im Dorfe Opaki,

4. Die Quelle des Bugflusses in Werchobuż und

5. Die Quelle genannt „Oberda" (etwa $1^1/_4$ *km* südlich von Kruhów) [5]) sind alle in umfangreiche, viereckige Bassins aus Stein oder Holz eingefaßt. Der Boden der Bassins besteht aus senonem Kalkgestein, das auch in der Umgebung der Quellen aufgeschlossen ist. Die Quellen zeichnen sich durch eine besondere Ergiebigkeit aus und speisen wasserreiche Bäche, aus deren Zusammenflusse in der versumpften Niederung von Koltów der Bugfluß entsteht. Die stärkste von diesen Quellen ist diejenige im Dorfe Werchobuż, die als der eigentliche Ursprung des Bugflusses zu betrachten ist. Die Einfassung dieser Quelle schließt ein schüsselförmiges Becken im senonen Kalkgestein ein. Das Wasser tritt an mehreren Punkten des Bodens des Beckens aus unsichtbaren Klüften zutage und erzeugt lebhafte Wirbel, von denen auch das feine Eluvialmaterial ergriffen wird.

6. Zu den genannten Quellen ist noch diejenige zu zählen, die beim Bräuhause in Koltów auftritt. Dafür spricht der Umstand, daß sie den anderen an Ergiebigkeit kalten und klaren Wassers nicht nachsteht und ebenfalls im Talboden, tief unterhalb der oberen Grenze des Senons liegt. Allerdings besteht der Boden der eingefaßten Quelle nicht aus anstehendem Senon, sondern ist mit lockerem Material [6])

---

[1]) Klunzinger, Über die Ursachen der Farbe unserer Gewässer. Jahreshefte d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg, Jahrg. 57, pag. 327, 330 und 335. — Ebenfalls schreibt Hassert die charakteristische „leuchtend blaugrüne" Farbe der Karstgewässer dem reichlich gelösten Kalk zu (Beiträge zur phys. Geograph. von Montenegro. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 115, pag. 111).

[2]) Klunzinger, l. c., pag. 330.

[3]) Łoziński, Doliny rzek . . ., Fig. 7 *a* auf pag. 64 und Taf. V *A*.

[4]) Im Sinne von Cvijić (l. c., pag. 284). — Von Knebel hat die Bezeichnung „Vauclusetal" eingeführt (l. c., pag. 160 und 161).

[5]) „Obydra" auf dem Blatte Złoczów des Atlas geol. Galicyi (Heft 7). Bevor diese Quelle eingefaßt wurde, soll sie ein größeres und tieferes Wasserbecken gebildet haben.

[6]) Dieses Gebilde, das in einer kleinen Grube in der Nähe des Schlosses von Koltów sehr gut aufgeschlossen ist, besteht hauptsächlich aus eluvialen Verwitterungs-

ausgekleidet. Die Eigenschaften der Quelle aber weisen bestimmt auf ihre Herkunft aus den Klüften des Senons hin, das offenbar nur von einer dünnen Schicht des lockeren Materials überzogen ist.

Im Gegensatze zu den Sauglöchern zeichnen sich die Fenster durch ein dauerndes Bestehen aus. In den ersteren, die als geschlossene Becken nur unterirdisch, durch die Gesteinsklüfte entwässert werden, schreitet die Anhäufung der Eluvialprodukte fort und führt allmählich, durch die Pflanzenwelt unterstützt, zur gänzlichen Verstopfung der Abflußkanäle. Schließlich hat ein Saugloch seine wasserverschluckende Rolle ausgespielt und verschwindet von der Erdoberfläche. Ganz anders ist es mit den Fenstern der Fall. Die Bewegung des Wassers, das aus den Gesteinsklüften ununterbrochen austritt, reinigt das Becken von Eluvialrückständen und sichert dadurch dem Fenster eine lange Existenz.

Der Wasserspiegel des Fensters „Bobutycha“ und derjenige des „Blauen Auges“ sind von ziemlich hohen steilen Terrassen umsäumt [1]), die durch ihre Abflüsse durchsägt sind. Es unterliegt keinem Zweifel, daß die Becken dieser Fenster ursprünglich bis zur oberen Kante der genannten Terrassen gefüllt waren. Allmählich aber haben die Abflüsse ihre Rinnsale vertieft und dadurch den Wasserspiegel der Fenster bis zum gegenwärtigen Niveau erniedrigt. Da der Höhenunterschied zwischen den Fenstern und dem Talboden des Wolicabaches kein bedeutender ist, ging auch das Einschneiden ihrer Abflüsse sehr langsam vor sich. Inzwischen aber wurden die Becken der Fenster weiter ausgelaugt und vertieft und haben sie, wenn auch ihre ursprüngliche Umrandung von den abfließenden Bächen durchsägt worden ist, ihre Existenz nicht eingebüßt.

In der Gegend von Brzeżany, etwa 350 *m* südlich vom Meierhofe in Nadorożniów [2]) habe ich — ebenfalls im Senon — ein totes Fenster beobachtet, dessen trichterförmiges Becken vom abfließenden Bache bis zum Boden durchschnitten und entleert wurde. An der Stelle des ehemaligen Fensters ist heute eine trichterförmige, dicht bewachsene Vertiefung vorhanden, in deren Boden das Senon sichtbar ist. Aus den Klüften quillt das Wasser hervor und fließt unmittelbar in dem durch üppigen Graswuchs verhüllten Rinnsal ab (Taf. XVI, Fig. 1).

In der Gegend von Zloczów kommt noch eine andere Art von Wasserbecken vor, die mit den Fenstern sehr nahe verwandt sind

---

produkten des Lithothamnienkalkes. Es ist ein Gemisch feineren Materials mit herausgewitterten kleinknolligen Lithothamnien. Hie und da kommen Bruchstücke von miocänen Molluskenschalen (Pectenarten etc.) vor. Die Beschaffenheit dieses Gebildes deutet unzweifelhaft darauf hin, daß es von der nächsten Umgebung, und zwar von den höheren Partien des Rückens zusammengeschwemmt worden ist, der die südliche Umrandung des Beckens von Koltów bildet. Offenbar haben wir hier mit einem flachen Schuttkegel des von Süden her in das Bugtal einmündenden Baches zu tun, welcher das Senon der Talsohle mit einer einige Meter mächtigen Schicht von Detritus des Lithothamnienkalkes überzogen hat.

[1]) Vergl. die Durchschnitte der beiden Fenster (Doliny rzek, pag. 64).

[2]) Vergl. Blatt Brzeżany (Z. 8, C. XXXII) der Spezialkarte. — Das Senon dieses Teiles von Podolien bietet nur das einzige in Rede stehende Karstphänomen.

und deren Volksname „bezedna“ oder „bezodnie“ [1]) durch die Bezeichnung „bodenlose Quelltöpfe“ [2]) wiedergegeben werden kann. An ihre beträchtliche Tiefe knüpft sich manche Sage, wie zum Beispiel vom Ertrinken eines Viergespanns Ochsen im „bodenlosen Quelltopfe“ in Huta Werchobuska. Die „bodenlosen Quelltöpfe“ besitzen alle Eigenschaften der Fenster. Der einzige Unterschied besteht darin, daß sie nicht am Rande, sondern inmitten des ebenen, versumpften Talbodens auftreten, wo kein Senon zu sehen ist. Trotzdem scheint die Herkunft des Wassers der „bodenlosen Quelltöpfe“ aus dem Senon kaum einem Zweifel zu unterliegen. Die breite Sohle der Täler ist mit alluvialen, vom Wasser durchtränkten Schlammabsätzen ausgekleidet. Als ihre Unterlage aber muß das Senon schon in einer nicht beträchtlichen Tiefe anstehen. Vollkommen berechtigt ist daher die Annahme, daß das Wasser aus den Klüften des unterlagernden Senons reichlich emporquillt, die Decke der versumpften Alluvien durchbricht und in ihrer Mitte sich in den „bodenlosen Quelltöpfen“ sammelt. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß seinerzeit ihr Boden unmittelbar bis zum Senon reichte.

Der „bodenlose Quelltopf“, den ich im Quellengebiete des Złoczówkabaches, etwa in der Mitte zwischen den beiden Meierhöfen in Pluhów gesehen habe, besteht aus zwei kleinen, miteinander verschmolzenen unregelmäßigen Wasserbecken. Dieser Quelltopf befindet sich inmitten einer ebenen Wiese, die sich auf dem Talboden ausbreitet, und liefert ein kaltes klares Wasser. Das Wasser ist zwar sehr seicht, das Innere des Quelltopfes aber füllt ein äußerst verdünnter Schlamm aus, der sich wie eine zähflüssige Masse verhält.

Die „bodenlosen Quelltöpfe“ sind das vergänglichste Karstphänomen Podoliens. Die aufsteigende Bewegung des Wassers, das aus dem Senon — angesichts der tiefen Lage dieser Quellen unter einem gewissen hydrostatischen Drucke — ausfließt, vermag nur einige Zeit den Quelltopf vom Schlammabsatze zu reinigen und der üppigen Sumpfvegetation entgegenzuarbeiten. Schließlich aber nimmt die Pflanzenwelt überhand und die „bodenlosen Quelltöpfe“ werden spurlos eingeebnet. Südöstlich von Koltów, wo einst ein „bodenloser Quelltopf“ vorhanden gewesen sein soll, findet man heute eine kaum merkliche Unebenheit inmitten der Wiese. Ein anderer Quelltopf in der Nähe des Meierhofes Huta Werchobuska war allmählich dicht bewachsen, er wurde aber nachher teilweise gereinigt, wobei man viele Baumäste aus seinem Inneren entfernte, und in einen Brunnen umgewandelt, der ein sehr kaltes und reines Wasser liefert [3]).

---

[1]) Der Name kehrt auch in anderen Gegenden Podoliens wieder, doch wird er auf genetisch sehr verschiedene Erscheinungen angewendet, wie zum Beispiel auf Erdfälle im Gips, die mit Wasser gefüllt sind.

[2]) In wörtlicher Übersetzung könnten sie „Ohneboden“ genannt werden. Vergl. von Knebel, Höhlenkunde, pag. 42, Anm. 3.

[3]) Man hat mir in Huta Werchobuska berichtet, daß der Bach Kierniczyna früher unterhalb dieser Ortschaft in Unebenheiten, die heute nicht mehr existieren, verschwand und um einige hundert Meter weiter wieder ans Tageslicht trat. Das Verschwinden des Baches soll aber nur zur Trockenzeit beobachtet worden sein. Wahrscheinlich handelt es sich um ein Karstphänomen, wobei die unterirdischen Höhlungen nicht genug umfangreich waren, um die ganze Wassermenge des Baches

Mit den „bodenlosen Quelltöpfen" sind die kleinen Quellbecken nicht zu verwechseln, die inmitten der sumpfigen Alluvien im Gebiete des Oberlaufes der Flüsse Seret und Strypa oft vorkommen [1]). Diese Quellen sind nichts anderes als Austrittspunkte des Grundwassers, das den Alluvialboden der Täler durchtränkt und in kleinen Vertiefungen zutage tritt [2]).

Die Tatsache, daß das atmosphärische Wasser, mit Kohlensäure beladen, Kalkkarbonat löst und die Klüfte zu Sauglöchern erweitert, ist allgemein bekannt und bedarf keiner näheren Erörterung. Wir sind vollkommen zu der Annahme berechtigt, daß in einer gewissen Tiefe der CO_2-Gehalt des Wassers durch die Umwandlung von Kalkkarbonat in löslichen doppeltkohlensauren Kalk vollkommen erschöpft wird und infolgedessen die weitere Korrosion aufhören muß [3]). Um so merkwürdiger ist es, daß das Wasser, das aus dem senonen Kalkgestein austritt, noch genug Kohlensäure enthält, um die Becken der Fenster auszulaugen [4]). Ohne Zweifel hat das unterirdische Wasser, das aus dem zerklüfteten Kalkgestein zutage tritt, schon längst seinen ganzen Gehalt an CO_2 zur Auflösung des Kalkkarbonats verbraucht. Unmittelbar aber vor seinem Austritte ist dem Wasser Gelegenheit geboten, eine gewisse, wenn auch geringe Menge von Kohlensäure aufzunehmen. Ein Teil des Niederschlages, der in der Umgebung eines Fensters fällt, dringt in die obersten Partien des Kalkgesteins ein, wobei sein ursprünglicher Kohlensäuregehalt durch die Verwesungsprodukte einer dicken Pflanzendecke vermehrt wird. Das Wasser nun, das im Inneren des Gesteins, der Saugkraft [5]) der Quelle folgend, in einer nach der Quellenöffnung zu gerichteten Bewegung begriffen ist, trifft knapp vor seinem Zutagetreten mit dem atmosphärischen Wasser, wenigstens von Zeit zu Zeit zusammen. Letzteres mischt sich mit dem aus den Klüften entgegenströmenden Grundwasser und gibt an dasselbe seinen CO_2-Gehalt ab. Auf diese Weise mit einer allerdings spärlichen Menge freier Kohlensäure ausgerüstet, vermag

---

auch bei einem höheren Wasserstande zu fassen. Seit Jahren findet das Verschwinden des Baches nicht mehr statt und sein Lauf erleidet keine Unterbrechung. Wir haben hier ein weiteres Beispiel, wie bald ein Karstphänomen im Senon infolge der Verstopfung der unterirdischen Wege des Wassers vergeht.

[1]) Zum Beispiel im Strypatale bei Zborów trifft man solche Quellen, die auf dem Blatte Pomorzany (7, XXXII) der Spezialkarte mit einem Q oder Qu bezeichnet sind.

[2]) Eine ganz analoge Art von Quellen stellen die sogenannten „Losnes" in den Alluvien des Rhônetales vor (Fournet, Note sur les effondrements. Mém. Acad. Nation. de Lyon, Classe des sciences, tom. II, pag. 177 und 178).

[3]) Grund, l. c., pag. 173.

[4]) Die fortschreitende Auflösung von Kalkkarbonat am Austritte des Wassers aus den Klüften kann an der Bugquelle in Werchobuż ad oculos vorgeführt werden. Im Jahre 1892 ist die Quelle in ein viereckiges, aus Stein gemauertes Bassin eingefaßt worden. Seitdem hat sich die südliche Mauer der Einfassung beträchtlich gesenkt, was nur auf die Erweiterung der Klüfte durch die Korrosion und darauf folgendes Nachsinken des wenig festen Kalkgesteins unter der Last der steinernen Mauer zurückgeführt werden kann. Im Inneren der Einfassung befindet sich eine der tiefsten Stellen des Beckens gerade bei der südlichen Mauer, die im Sinken begriffen ist. Hier ist auch die Wirbelbewegung des aus den Klüften austretenden Wassers besonders lebhaft.

[5]) Diesen Ausdruck entlehne ich von Knebel (Höhlenkunde, pag. 134 ff.).

das Grundwasser noch an seinem Austritte an die Erdoberfläche langsam Kalkkarbonat zu lösen und nach einer längeren Zeit die Becken der Fenster zu erzeugen [1]). Sobald aber die beckenförmige Anlage eines Fensters einmal gegeben war, konnte die weitere Auslaugung in einem etwas beschleunigten Tempo vor sich gehen. Das Wasser, das aus den Klüften ans Tageslicht tritt und das Becken eines Fensters füllt, hat sofort Gelegenheit, neue Mengen von Kohlensäure aufzunehmen. Sie rührt von der nächsten Umgebung eines Beckens her und wird durch die Verwesungsprozesse der Vegetation erzeugt, von Zeit zu Zeit aber auch durch das Regenwasser zugeführt. Das in einem Fenster angesammelte Wasser kann dank seinem CO_2-Gehalte sich an der weiteren Ausarbeitung des Beckens durch die Auflösung von Kalkkarbonat beteiligen, vorausgesetzt aber, daß die Erneuerung des Wassers durch den ununterbrochenen Zufluß aus den Klüften und den oberflächlichen Abfluß nicht allzu rasch erfolgt. So stellen die im Kalkgestein ausgelaugten Fenster das Ergebnis des Zusammenwirkens von austretendem Grundwasser und einsickerndem atmosphärischem Wasser vor, wobei letzterem die Rolle zukommt, immer neue Mengen der zur Kalkauflösung nötigen Kohlensäure zuzuführen. Diese Erklärung der Bildungsweise von Fensterbecken dürfte höchstwahrscheinlich auch für ähnliche Quellenformen in anderen Kalkgebieten gelten, wie zum Beispiel für die „Dolinenseen“ im Jura [2]) oder die „Bîmes“ der Champagne.

Die südliche Umrandung des Beckens von Koltów bildet die Südgrenze des Gebietes, auf dem die geschilderten Karsterscheinungen verbreitet sind. Weiter gegen SSW erstreckt sich ein etwa 9 *km* breiter Streifen, wo vom Karstphänomen im Senon nichts zu sehen ist. Erst im Dorfe Pluhów [3]), in der obersten Talstrecke des Zlo-

---

[1]) Ursprünglich (Doliny rzek, pag. 67) habe ich zu einer älteren Ansicht geneigt, daß das unterirdische Wasser neue Kohlensäuremengen der Umwandlung von Kalkkarbonat in Kalksulfat entnehme, die unter dem Einflusse von Zersetzungsprodukten der im podolischen Senon überaus häufigen Schwefelkieskonkretionen erfolgt. Die Tatsache aber, daß die Erweiterung der Austritte des unterirdischen Wassers zu Becken oder Höhlen durch die Korrosion auch in anderen Kalkgebieten, in erster Linie im Karste die Regel ist, zwingt mich, die frühere, nur auf den lokalen Verhältnissen gegründete Deutung der Herkunft der Kohlensäure, die bei der Auslaugung der Fensterbecken ins Spiel kommt, aufzugeben und an ihrer Stelle eine allgemeine, von den petrographischen Eigenschaften absehende Erklärung der Erscheinung zu versuchen. Die Bemerkung von Knebels (Höhlenkunde, pag. 97), daß das unterirdische Wasser aus der unterwegs in Hohlräumen erfolgenden Abscheidung von Kalksinter wieder freie Kohlensäure schöpfen kann, sonst vollkommen begründet, vermag ebensowenig die in allen Kalkgebieten wiederkehrende Erweiterung von Quellenaustritten zu erklären. Die Ausscheidung von Travertin aus dem unterirdischen Wasser ist bei weitem keine so verbreitete Erscheinung wie die Auslaugung von Kalkkarbonat an den Quellenaustritten. Übrigens, wenn hie und da unterirdisch Kalkkarbonat in Höhlen oder Klüften abgeschieden wird, kann die dabei freiwerdende Kohlensäure noch lange vor dem Zutagetreten wieder zum Auflösen des Kalkes verbraucht werden.

[2]) Als Dolinenseen bezeichnet Machaček Einsenkungen, die bis zum Niveau des unterirdischen Wassers reichen und einen Abfluß liefern (Der Schweizer Jura, pag. 130). Nach dieser kurzen Charakteristik zu schließen, scheint die Analogie der Dolinenseen und der Fenster keinem Zweifel zu unterliegen.

[3]) Im Grenzgebiete der Blätter Złoczów (6, XXXII) und Pomorzany (7, XXXII) der Spezialkarte.

czówkabaches, eines Bugzuflusses, bietet das Senon [1]) wieder Karsterscheinungen. Dieses zweite Gebiet, wenn auch es die Ausdehnung des ersteren bei weitem nicht erreicht, zeichnet sich aber durch einen besonderen Reichtum an Karsterscheinungen aus, die auf diesem kleinen Raum zusammengedrängt sind.

Das Tal, in dem Pluhów liegt, beginnt in SE-Richtung von den südlichsten Häusern dieser Ortschaft mit einem breiten Erosionseinschnitte, dessen linker Abhang sehr sanft geneigt und mit einem dichten Walde [2]) bewachsen ist. Der Boden des Waldes, insbesondere in seinem östlichsten Teile, ist ein typisches Modell der Karsttopographie. Eine Unzahl von trichterförmigen Einsenkungen [3]) treten dicht nebeneinander auf, zuweilen nur durch einen schmalen First getrennt. In viele von diesen Einsenkungen münden Wasserrisse, die in ihrem sehr kurzen, oft kaum einige Meter messenden Lauf tief in den Boden einschneiden und sich zu winzigen blinden Tälern ausbilden. Durch rückschreitende Erosion kann eine benachbarte Einsenkung angezapft werden und dann verbindet ein Wasserriß zwei oder mehrere Einsenkungen miteinander, bis er in der untersten sein Ende erreicht. Nach dem Regen füllen sich die Wasserrisse mit atmosphärischem Wasser und führen es den Einsenkungen zu. In der nächsten Umgebung der Einsenkungen gewährt der dichtbewachsene Waldboden keinen Einblick in das anstehende Gestein. Nur dank einem glücklichen Zufall war es mir möglich, ohne Höhenmessungen über allen Zweifel festzustellen, daß die Einsenkungen ausnahmslos im senonen Kalkgestein vorkommen. Im Boden von zwei der höchstgelegenen Einsenkungen hat man kurz vor meinem Besuche dieser Gegend nachgegraben, wobei unter einer dünnen Schicht schwarzen Humusbodens die obersten durch die Auflösung stark gelockerten Partien des Senons angegriffen wurden. Durch die allmähliche Korrosion des zerklüfteten senonen Kalkgesteins entstanden, spielen die Einsenkungen die Rolle von Sauglöchern, die das atmosphärische Wasser verschlucken. Obwohl ich sie unmittelbar nach einer länger andauernden Regenzeit besichtigte, die im ganzen Lande große Überschwemmungen zur Folge hatte, waren alle Sauglöcher und Wasserrisse, ja der ganze Erosions-

---

[1]) Betrachtet man vom „Atlas geol. Galicyi“ das Blatt Zloczów (Heft 7) und das südlich angrenzende Blatt Pomorzany (Heft 9), so fällt es auf, daß im ersteren die Kreide nur durch das Senon, im letzteren dagegen nur durch die Stufe der „weißen Kreide“ vertreten ist. Die Verbreitung der beiden genannten Stufen des Kreidesystems in diesem Teile Podoliens bedarf einer eingehenden Revision, denn es läßt sich nicht denken, daß die Grenze von zwei Kreidehorizonten verschiedenen Alters mit der Grenze der Kartenblätter zusammenfallen könnte. Meiner Ansicht müssen auch die Kreidebildungen eines Teiles des Blattes Pomorzany dem Senon zugewiesen werden. Was die Gegend von Pluhów anbelangt, die für unseren Zweck vom größten Interesse ist, habe ich mich überzeugt, daß in der Umgebung dieser Ortschaft überall nur das Senon sehr schön aufgeschlossen ist, dagegen von der „weißen Kreide mit Feuersteinen“ keine Spur zu sehen ist.

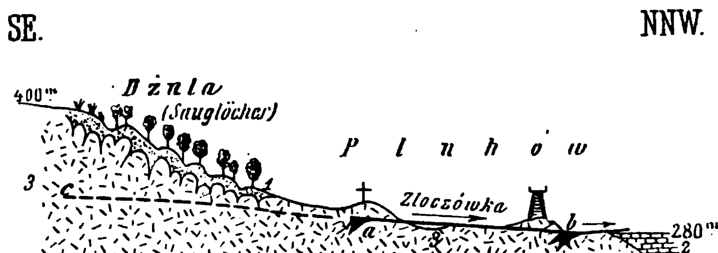
[2]) „Dżula las“ auf der Spezialkarte (Blatt Pomorzany).

[3]) Diese Einsenkungen erinnern lebhaft an diejenigen, die E. von Majdan in einem Erosionseinschnitte, ebenfalls inmitten des Waldes massenhaft vorkommen und bereits abgebildet worden sind (Doliny . . ., Taf. IV *B*). Die Einsenkungen bei Pluhów sind aber noch schöner und in größerer Zahl entwickelt.

einschnitt schon trocken. Nur während sehr ergiebiger Niederschläge sind die Sauglöcher nicht imstande, alles Regenwasser zu verschlucken. Ein Teil des atmosphärischen Wassers fließt dann oberflächlich ab und sammelt sich im Boden des Erosionseinschnittes zu einem kleinen, vorübergehenden Bache, der in Pluhów den Zloczówkabach erreicht.

Das atmosphärische Wasser, das in den Sauglöchern verschwindet, sickert an zahllosen Klüften in das Innere des senonen Kalkgesteins ein und sammelt sich darin zu einer mächtigen Grundwasserschicht an, die in ausgiebigen Quellen zum Vorschein kommt. Wie es im Gebiete der Karsterscheinungen zwischen Zloczów und Brody der Fall war (pag. 690), kommen auch hier die Quellen aus dem Senon in einer tieferen Höhenlage als die Sauglöcher vor. Das Grundwasserniveau des zerklüfteten Senons speist drei bedeutende Quellen, die im Dorfe Pluhów, im Boden des tief im Senon eingeschnittenen Tales,

Fig. 1.



Profil durch das Quellgebiet des Zloczówkabaches in Pluhów.

1. Humusboden eluvialer Herkunft } rezente Ablagerungen.
2. Travertin }
3. Senon.

a. Quellenbecken bei der Dorffigur des heil. Johannes.
b. Quellenbecken bei dem Eisenbahnviadukte.
c. Grundwasserniveau im Senon.

somit schon augenscheinlich unterhalb der Sauglöcher ans Tageslicht treten. Diese drei Quellen sind folgende: 1. Bei der Dorffigur des heiligen Johannes, 2. am Fuße des mittleren Pfeilers des großartigen Eisenbahnviadukts und 3. in der Nähe des Meierhofes Pluhowczyk. Allen kommen die charakteristischen Eigenschaften der vorher beschriebenen Fensterquellen zu. Das reichlich hervorquellende Wasser ist sehr kalt und klar. Die Klarheit des Wassers fiel um so mehr auf, als ich, wie bereits erwähnt, diese Gegend unmittelbar nach starken, seit einer Woche anhaltenden Niederschlägen untersuchte. Allerdings vermissen wir bei den Quellen in Pluhów die typische Form der Fenster. Der Umstand aber, daß die Quellen inmitten eines größeren Dorfes liegen und daß ihr ausgezeichnetes Wasser von Menschen und Vieh ununterbrochen benutzt wird, macht eine Verunstaltung der ursprünglichen natürlichen Form der Quellenbecken höchst wahrscheinlich. Die schüsselförmigen Wasserbecken der Quellen sind

sehr seicht [1]) und zeigen keinen regelmäßigen Umriß. Alle drei Quellenbecken stimmen darin überein, daß sie äußerst flache Ufer besitzen und nur von einer Seite durch eine niedrige steile Wand anstehenden Senons begrenzt sind. Am Fuße dieser Wände kann man deutlich sehen, daß im Niveau des Wasserspiegels der Quellenbecken das unterirdische Wasser in einer Reihe von Punkten sehr lebhaft aus dem Senon hervorquillt. Ein besonders starkes Aufwallen des austretenden Wassers beobachtet man am Fuße der Senonwand, die das Quellenbecken bei dem mittleren Pfeiler des Eisenbahnviadukts von der Südseite umrandet. Die Stellen, wo man die Bewegung des hervorquellenden Wassers wahrnimmt, entsprechen offenbar den Mündungen von erweiterten Klüften im senonen Kalkgestein, in denen eine größere Menge Wassers unterirdisch fließen kann. Die drei genannten Quellen aus dem Senon in Pluhów sind sehr ergiebig und liefern wasserreiche Abflüsse, aus deren Vereinigung der Zloczówkabach, ein Bugzufluß, entsteht. Gleich unterhalb der beschriebenen Quellen wird das dem senonen Kalkgestein entnommene Kalkkarbonat in mächtigen Travertinabsätzen ausgeschieden. Die breite und ebene Talsohle des Zloczówkabaches im nördlichsten Teile von Pluhów ist weit und breit mit einem Lager sehr festen, porösen Kalktuffes ausgekleidet. Die Travertinlager sind mit einer so dünnen Schicht schwarzen Humusbodens überzogen, daß sie vielfach schon durch den Pflug angeschnitten werden.

Als eine mit den Quellenbecken im Senon eng verwandte Erscheinung kommt südwestlich von der Bierbrauerei in Pluhów, am Südrande des breiten und versumpften, tief im Senon eingeschnittenen Talbodens ein „bodenloser Quelltopf“ vor, welcher bereits besprochen worden ist (pag. 694).

Wie in der Gegend zwischen Zloczów und Brody, ist auch hier die Eigentümlichkeit der Wasserzirkulation im stark zerklüfteten Senon der Aufmerksamkeit des Volkes nicht entgangen. Das Volk hat eine gewisse unbestimmbare Ahnung davon, daß das unterirdische Wasser im Senon unter außergewöhnlichen Umständen zirkuliert, es glaubt aber gleich an umfangreiche unterirdische Höhlungen, die sich auf unmöglich große Entfernungen hin ohne Unterbrechung erstrecken würden. Mit besonderer Vorliebe denken die Bewohner von Pluhów an eine unterirdische Verbindung mit dem großen Teiche bei Brzeżany, der in der Luftlinie um mehr als 30 *km* entfernt ist. So erzählt man von einem Fische, der beim Ablassen des Teiches von Brzeżany aus demselben auf unterirdischem Wege in das Quellenbecken bei der Dorffigur des heiligen Johannes gelangt sei. Eine andere Fabel läßt ein Ochsenpaar im „bodenlosen Quelltopfe“ in Pluhów ertrinken und nach einiger Zeit in dem genannten Teiche zum Vorschein kommen.

Die Wasserzirkulation im zerklüfteten Senon, mit ausgesprochenen Karsterscheinungen verbunden, ist auf die nächste Umgebung von Pluhów beschränkt. Nur in NWW-Richtung, längs der Eisenbahnstrecke [2])

---

[1]) Die Maximaltiefe des größten Quellenbeckens in Pluhów, desjenigen bei dem Meierhofe Pluhowczyk, erreicht kaum etwa 1 *m*.

[2]) Rechts von derselben.

nach Zloczów können wir das Vorhandensein eines Grundwasserhorizonts im Senon noch ziemlich weit verfolgen. Etwa 800 *m* SEE von der Eisenbahnhaltestelle Zarwanica hat man in einem tiefen Brunnen unterhalb des Eisenbahndammes den Grundwasserspiegel des Senons erreicht. Im Dorfe Zarwanica treten ebenfalls in der Nähe des Schienenstranges zwei schwache Quellen aus dem Senon dicht nebeneinander zutage, von denen eine eingefaßt ist, die andere dagegen eine natürliche beckenförmige Anlage zeigt. Sie sind höher gelegen als die Quellenbecken in Pluhów und stehen ihnen an Ergiebigkeit bei weitem nach. Der Brunnen südsüdwestlich von Kiejków[1]) ist der westlichste Punkt, wo das Grundwasser im Senon noch festgestellt werden konnte.

Längs einer Linie, die von Lemberg zuerst in östlicher Richtung bis in die Gegend westlich von Zloczów verläuft und dann nach NEE umbiegt, bricht das galizisch-podolische Plateau plötzlich ab und grenzt unmittelbar an das Senkungsgebiet am oberen Bug- und Styrfluß. Als eine etwa 150 *m* hohe Stufe tritt der Nordabfall des podolischen Plateaus sehr scharf im Terrain hervor und wird von den höchsten Erhebungen der podolischen Platte gekrönt. Der westliche, zwischen Lemberg und der Gegend von Zloczów sich erstreckende Teil der Nordkante Podoliens bildet die Wasserscheide, die die Einzugsgebiete der Ostsee und des Schwarzen Meeres trennt. Die nördlichen Flanken werden durch die Bugzuflüsse zur Weichsel entwässert, während die äußerst sanfte Abdachung auf der südlichen Seite zum Dniestrgebiete gehört. An einer Stelle aber fällt die Wasserscheide nicht mit der orographischen Nordkante des podolischen Plateaus zusammen und hat der Bugfluß das oberste Seretgebiet angezapft. Wie ineinandergelegte Finger greifen der Bugfluß und der ihm tributäre Zloczówkabach zwischen die Quellbäche des Seretflusses hinein. Langgezogene Rücken, die durch die Erosion aus dem Plateau herausgeschnitten worden sind, trennen ihre Täler voneinander und bilden die zickzackförmig verlaufende Wasserscheide der beiden Einzugsgebiete. Eine bestimmte Wasserscheide aber ist nur auf der Erdoberfläche vorhanden, wogegen unterirdisch die beiden Flußgebiete zum guten Teil miteinander in Verbindung stehen[2]). Ein Teil des atmosphärischen Wassers versinkt in den Sauglöchern in das engmaschige Kluftnetz des Senons und sammelt sich in der Tiefe zu einer ausgedehnten einheitlichen Grundwasserschicht an, die die Quellen des Bugflusses in der Umrandung der Niederung von Koltów und die durch den Wolicabach dem Seretfluß tributären Fenster speist. Eine andere Grundwasserschicht ist im Senon des Quellgebietes des Zloczówkabaches aufgespeichert. Diese beiden Gebiete einer lebhaften Wasserzirkulation im Senon entbehren höchstwahrscheinlich eines

[1]) Zwischen der Landstraße (bei der Kilometerstange 73) und dem Eisenbahndamm.

[2]) Es läßt sich vorläufig nicht entscheiden, inwiefern die orographische, oberflächliche Wasserscheide mit der unterirdischen übereinstimmt. Beide können unabhängig voneinander verlaufen, wie dies zum Beispiel im Paderborner Plänergebiete der Fall ist (Stille, Geol.-hydrologische Verhältn. im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. Abhandl. d. königl. preuß. geol. Landesanstalt, Neue Folge, Heft 38, pag. 34).

unterirdischen Zusammenhanges und sind als unabhängig voneinander anzusprechen.

Die Betrachtung der Karsterscheinungen im Bereiche des Senons ist uns eine willkommene Gelegenheit, zu den Ansichten von A. Grund[1]) Stellung zu nehmen, deren Verallgemeinerung ernsten Einwänden begegnet hat[2]). Die Meinungsverschiedenheit gipfelt bekanntlich in der Frage, ob wir die Eigentümlichkeiten der Karsthydrographie mit A. Grund durch ein zusammenhängendes, alle Klüfte erfüllendes Grundwasser oder im Gegenteil durch selbständige unterirdische Wasserströme erklären sollen. Die Existenz von echten Höhlenflüssen, deren unterirdischer Lauf auf einer längeren Strecke verfolgt wurde, kann meiner Ansicht die Theorie von Grund nur modifizieren, aber nicht umstürzen. Es ist kein größerer Gesteinskomplex denkbar, der in seiner ganzen Masse genau in demselben Grade zerklüftet wäre. Das vielseitige und überzeugende Beweismaterial, welches v. Knebel[3]) zusammengebracht hat, zwingt zu der Annahme, daß es Zonen einer stärkeren Zerklüftung des Gesteins gibt. Mit der Intensität der Faltung und Zusammenpressung der Schichten muß zugleich ihre sekundäre Zerklüftung wechseln. Ebensogut können auch die primären Eigenschaften eines Gesteins, die für die unterirdische Wasserzirkulation maßgebend sind, nicht in seiner ganzen Masse dieselben bleiben. Wir sind daher vollkommen berechtigt, das Vorhandensein von Gesteinspartien oder Gesteinszonen vorauszusetzen, die vom Grundwasser mit Vorliebe benutzt werden und unterirdische, in zahllose Quellstränge aufgelöste Wasserströme darstellen[4]). Durch das fortschreitende Erweitern der Klüfte werden die Quellstränge immer größer, zugleich aber an Zahl geringer, bis sich schließlich ein einziger unterirdischer Höhlenfluß herausbildet[5]). Durch die Erweiterung der Klüfte, mit der die Herausbildung eines unterirdischen Flusses aus dem Grundwasserstrome verbunden ist, wird das Gestein in unzählige Fragmente gelockert. Auf diese Weise entsteht ein guter Teil der Schuttanhäufungen, die in den Höhlen vielfach beobachtet wurden. Zwischen den Zonen starker Zerklüftung können aber Partien nicht geklüfteten Kalkes eingeschaltet sein, die wasserundurchlässig sind[6]). Wir müssen daher in einem jeden größeren Karstgebiete nicht ein einheitliches, ununterbrochenes Grundwasserniveau, vielmehr aber mehrere selbstän-

---

[1]) L. c., Schlußbemerkungen.

[2]) Katzer, l. c., pag. 239 ff. — v. Knebel, Höhlenkunde, pag. 56 ff. und 89 ff.

[3]) Höhlenkunde, pag. 117 ff.

[4]) Die geringe Geschwindigkeit des unterirdisch zirkulierenden Wassers, welches v. Knebel ausführlich erörtert (l. c., pag. 59 ff. und 67 ff.), möchte ich auf die bedeutende Vergrößerung des Reibungswiderstandes infolge der Auflösung in eine Unzahl von Wasserfäden zurückführen.

[5]) Ebenfalls betrachtet v. Knebel (l. c., pag. 133) die vom Grundwasser benutzten Zerklüftungszonen als die Anlage der späteren Höhlenflüsse.

[6]) Solche Partien aber müssen nicht unbedingt wasserdicht sein. Auch zerklüftete und mit Wasser durchtränkte Partien können die Rolle eines vollkommen undurchlässigen Gesteins übernehmen, wenn ein sehr hoher Reibungswiderstand die Bewegung des Wassers in denselben aufhebt (Stille, l. c., pag. 97).

dige, voneinander unabhängige Grundwasserregimes voraussetzen. Mitunter kann zwischen zwei benachbarten Grundwassergebieten periodisch oder auf die Dauer eine Verbindung bestehen, die jedoch nicht immer ausreicht, um ihre Niveaudifferenz auszugleichen. Die schwache Seite der Theorie von A. Grund besteht nur darin, daß sie eine zu große, mit der Wirklichkeit nicht immer vereinbare Allgemeinheit anstrebt, dabei aber die Anwendung auf die Einzelfälle zu wenig berücksichtigt.

Die geringe Festigkeit des senonen Kalkgesteines, die wir schon betont haben, schließt das Vorhandensein von größeren Höhlungen mit unterirdischen Wasserläufen aus. Die Nachrichten, daß Spreu oder Kohlen, die in die Sauglöcher im Quellgebiet des Seretflusses geschüttet wurden, später in der Bugquelle in Werchobuż hervorgekommen sein sollen, sind wissenschaftlich nicht bestätigt worden und können demnach nicht in Betracht gezogen werden. Das senone Kalkgestein ist von einem dichten Netze von engen Klüften durchsetzt, in denen das Wasser wie in einem porösen Gestein zirkuliert, die Mündungen von Kluftsystemen zu Sauglöchern und Quellenbecken ausweitend. Die Wasserzirkulation im Senon ist im allgemeinen den Gesetzen unterworfen, die A. Grund für die Hydrographie des adriatischen Karstes aufgestellt hat. Meiner Ansicht aber liegt absolut kein Anlaß vor, das sogenannte „Karstwasser“ als eine besondere Art des Grundwassers zu unterscheiden, wie es Grund getan hat. Ich vermeide daher diese von Grund eingeführte Bezeichnung und habe ich stets nur vom Grundwasser oder vom unterirdischen Wasser im Senon gesprochen.

Es wird von A. Grund ein „stagnierendes Grundwasser“ in der Tiefe der zerklüfteten Kalkkomplexe und über demselben ein „fließendes Karstwasser“ unterschieden [1]). Penck hat den Begriff des Karstwassers auf „alles in den Fugen des Karstgebirges befindliche Wasser“ erweitert [2]). Die Rücksicht auf das Volumen der Hohlräume, die für Penck allein maßgebend ist, das Karstwasser der zerklüfteten vom Grundwasser der porösen Gesteine auseinanderzuhalten [3]), könnte höchstens in rein praktischer Beziehung, zum Beispiel bei Brunnenbohrungen zur Geltung kommen. Es bleibt aber noch die Frage offen, ob der quantitative Unterschied zwischen einem zerklüfteten und porösen Gestein wirklich so groß ist, wie es von Penck angenommen wurde. Ohne Zweifel hat Grund, dessen Berechnung den Ausführungen von Penck zugrunde liegt, das Volumen der Klüfte bei weitem unterschätzt [4]). Das senone Kalkgestein ist in dem Teile Podoliens, wo es zu Karsterscheinungen neigt, von einem so dichten Netze von Klüften durchsetzt, das es an Volumen der Hohlräume einem porösen Gestein gleich kommen dürfte. Da es nach dem Gesagten keinen wesentlichen Unterschied zwischen dem Grundwasser der porösen Gesteine und dem Karstwasser der zerklüfteten Kalke gibt, ist auch die Einführung der neuen Bezeichnung „Karst-

[1]) L. c., pag. 173 und 174.
[2]) Über das Karstphänomen, pag. 13.
[3]) Ibid., pag. 14 und 15.
[4]) Katzer, l. c., pag. 240. — Auch v. Knebel, l. c., pag. 18.

wasser" nicht begründet. Wenn man mit Penck das Karstwasser des zerklüfteten Kalkes vom Grundwasser der porösen Schotter trennt, wie würde man dann das unterirdische Wasser nennen, das ein zugleich poröses und stark zerklüftetes Gestein, zum Beispiel den Quadersandstein durchtränkt?

Das atmosphärische Wasser, das an den Klüften absickert, wird im Inneren des Senons zu einer mächtigen Grundwasserschicht aufgespeichert. Die Tiefe, in der die untere Grenze des Grundwassers sich befindet, ist — ebenso wie die Mächtigkeit und das Liegende des Senonkomplexes — nicht bekannt. Dem Beispiele A. Grunds folgend, können wir im Grundwasser des Senons zwei Schichten unterscheiden, daß heißt eine untere stagnierende und eine obere, in ununterbrochener Bewegung begriffene Grundwasserschicht. Ihre Grenze (*b*) wird annähernd durch das Erosionsniveau der Flüsse bestimmt, sie kann aber nicht als eine Fläche gedacht werden, wie es A. Grund getan hat. Zwischen dem stagnierenden und in Bewegung begriffenen Grundwasser gibt es keine scharfe Grenze, indem

Fig. 2.



Theoretische Skizze der Wasserzirkulation im Senon.

1. Alluvium. — 2. Miocän und Quartär. — 3. Senon.
ab, tiefer und *ac*, hoher Grundwasserstand im Senon. — *d*. Bodenloser Quelltopf. — *e*. Flußbett. — *f*. Fenster.

ein allmählicher Übergang sich vollzieht. Wenn das Grundwasserniveau nach ergiebigen Niederschlägen von *b* bis *c* steigt, so wird der Wasserzuwachs (*b c*) nicht — wie Grund voraussetzt — auf der äußerst sanft geneigten Fläche *b* abfließen, vielmehr aber das darunter befindliche Grundwasser auspressen, das seinerseits nach der Seite hin in der durch Pfeile angegebenen Richtung ausweicht und in den Quellen zutage tritt. Auf diese Weise wird das Grundwasser erneuert, seine Bewegung aber pflanzt sich nach unten mit rasch abnehmender Geschwindigkeit fort, bis in einer nicht unbeträchtlichen Tiefe der Wasseraustausch aufhört und das vollkommen stagnierende Grundwasser erreicht wird. Die Quellen, die in den Tälern aus dem Senon hervorkommen, sind Überläufe des in den Klüften angehäuften Grundwassers. Daher könnte man diejenigen Talstrecken, in denen fensterähnliche Quellen den größten Teil des abfließenden Wassers liefern, „Überlauftäler“ [1]) nennen. Der Umstand, daß in den Quellen

[1]) Diese Bezeichnung sollte überhaupt auf alle Talstrecken erweitert werden, deren Sohle innerhalb der Grundwasserschicht liegt. Die podolischen Dniestr-

nicht das unmittelbar nach dem Niederschlage abgesickerte, sondern das dadurch ausgepreßte Grundwasser zutage tritt, erklärt die Kälte und die Reinheit [1]) des Wassers in den Fenstern und verwandten Quellen. Die Klüfte im Senon sind sehr eng und die Anhäufung von Eluvialprodukten erschwert noch mehr die Bewegung des Grundwassers. Die Tatsache, daß die Fensterquellen im Gegensatze zu den Quellen anderer Kalkgebiete [2]), namentlich des adriatischen Karstes, keine bedeutenden Schwankungen des Ertrags aufweisen, ist neben der gleichmäßigen Verteilung der Niederschläge auch dadurch begründet, daß die Wasserzirkulation infolge des großen Reibungswiderstandes in den engen Senonklüften sehr langsam stattfindet und infolgedessen die Schwankungen der Regenmenge ausgeglichen werden.

In morphologischer und hydrographischer Hinsicht ist das Becken von Koltów eine höchst auffällige und eigenartige Erscheinung. Das Becken hat einen annähernd rhombischen Umriß, der durch die Erosion vielfach ausgezackt ist. Sein Boden nimmt ein Areal von etwa 14 km^2 ein und ist größtenteils versumpft. Rundum ist der ebene Boden von ziemlich steilen Abhängen umrahmt, die sich von ihm scharf abheben. An ihrem Fuße treten ergiebige Quellen aus dem zerklüfteten Senon hervor und speisen den Bugfluß. Diese Eigentümlichkeiten, die sonst nirgends in Podolien wiederkehren, verleihen dem Becken von Koltów den Charakter eines Karstpoljes. Die Funktion der Poljen, die nach Penck darin besteht, daß sie das Austreten des unterirdischen Wassers ermöglichen [3]), kommt in dem Quellenreichtum des Beckens zum Ausdrucke. Wenn wir mit Teisseyre [4]) annehmen, daß seine Grenzen durch Brüche bestimmt sind [5]), können wir es als

---

zuflüsse fließen in ihrem Oberlaufe meistens in solchen Überlauftälern, in deren Boden das Grundwasser in zahllosen Überlaufquellen hervortritt (Łoziński, Doliny. . . . . , pag. 10—12). Besser würde vielleicht die Bezeichnung „Überfließtäler" klingen, wir müssen sie aber vermeiden, da sie bereits von F. E. Geinitz auf die glaziale Hydrographie angewendet wurde (Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs, pag. 4).

[1]) In einem der II. Tagung der polnischen Ärzte und Naturforscher 1875 erstatteten Berichte heißt es, daß das Wasser der Bugquelle in Werchobuż zur Zeit des Regens oder der Schneeschmelze trübe wird und zuweilen Molluskenschalen, Laub etc. aus dem Gesteinsinneren mit sich bringt (Pamiętnik der genannten Tagung, pag. 154). Obwohl ich die Quelle zur Regenzeit (Anfang September 1905) besichtigte, war das Wasser von staunender Klarheit. Da aber die Quelle erst vor 15 Jahren eingefaßt wurde, konnte sie früher ohne Zweifel durch das von den umgebenden steilen Gehängen oberflächlich herabfließende Regenwasser getrübt werden. Dasselbe muß man auch von den erwähnten Molluskenschalen etc. annehmen, die in den feinen Klüften gewiß keinen Weg finden würden. Dank der Einfassung wird die Quelle von äußeren Einflüssen geschützt und erfährt selbst während des Regens keine Trübung.

[2]) Die Areusequelle im Neufchâteler Jura ist das beste Beispiel, welch riesige Schwankungen des Ertrags in einem Kalke möglich sind, der das Vorhandensein von bedeutend erweiterten Klüften verträgt. Zu vergl. Daubrée, Les eaux souterr. à l'époque act., Bd. I, pag. 345 und 347. — Schardt im Geologischen Zentralblatte, Bd. VIII, Ref. Nr. 528.

[3]) Geomorphologische Studien aus der Herzegowina. Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Bd. XXXI, pag. 27.

[4]) Sprawozdanie Kom. Fizyograf., Bd. 29, pag. 176.

[5]) Es ist möglich, daß die verhältnismäßige Häufigkeit der Karsterscheinungen im Senon der Umgebung des Beckens von Koltów zum Teil auf die

ein Senkungspolje betrachten. Im Gegensatze aber zu den echten Karstpoljen wird das Polje von Koltów nicht unterirdisch, sondern oberflächlich entwässert. Die tektonische Anlage des Poljes von Koltów dürfte mit der Entstehung der Nordkante Podoliens, die Teisseyre in das Ende der Miocänzeit versetzt [1]), zeitlich zusammenfallen. An die Poljenatur des Beckens knüpft sich nun die Frage, ob es anfangs nur unterirdisch entwässert, vielleicht sogar von einem See eingenommen und erst später durch den Bugfluß angezapft wurde, oder gleich von seiner Entstehung an den gegenwärtigen oberflächlichen Abfluß besaß. Die erstere Eventualität würde genau mit dem Entwicklungsgange der bosnischen und herzegowinischen Poljen übereinstimmen und wir könnten in diesem Falle das Becken von Koltów ein „eröffnetes" [2]) oder ein „aufgeschlossenes" [3]) Polje nennen. Vorläufig haben wir jedoch keine Anhaltspunkte [4]), um die Entwicklungsgeschichte des Beckens in allen Details verfolgen zu können. Da aber, wie ich schon früher unwiderleglich dargetan habe [5]), die größten Leistungen der Erosion in Podolien auf das niederschlagsreiche Klima der älteren Diluvialzeit zurückzuführen sind, können wir annehmen, daß die Ausbildung der gegenwärtigen Hydrographie des Beckens von Koltów in großen Zügen bereits zur jüngeren Diluvialzeit abgeschlossen war.

---

3. Die Karsterscheinungen des Lithothamnienkalkes.

Der Lithothamnienkalk, dessen Alter und petrographischer Charakter dem Leithakalke des Wiener Beckens vollkommen entsprechen, ist das verbreitetste Gebilde Podoliens. Er erstreckt sich sowohl über dem Senongebiete des nördlichen Podoliens wie auch über dem paläozoischen Horste bis zu seinem Südrande, allerdings nicht ohne fazielle Unterschiede, die in der Mächtigkeit des Komplexes und in der Größe der Lithothamnien [6]) zum Ausdrucke kommen. Im

---

stärkere Zerklüftung des Kalkgesteins durch tektonische Bewegungen zurückgeführt werden kann. So hat Stille im Gebiete der Paderquellen eine Koinzidenz der Erdfälle und Quellenaustritte mit Spaltenzügen nachgewiesen, welch letztere aber oft von keinen oder nur äußerst geringen Schichtenverschiebungen begleitet werden (l. c., pag. 75 ff).

[1]) Atlas geolog. Galicyi, Heft VIII, pag. 283 und 284.

[2]) Vergl. Cvijić, Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, II. Teil. Abhandl. d. k. k. geograph. Gesellsch. in Wien, Bd. III, Nr. 2, pag. 85.

[3]) Cvijić, Karstphänomen, pag. 292 und 303.

[4]) Am empfindlichsten ist die Unmöglichkeit eines Einblickes in die Beschaffenheit der jüngeren Ablagerungen am Boden des Beckens, die erst durch Bohrungen erschlossen werden könnten. Vielleicht würde es sich herausstellen, daß die Verwitterungsprodukte, die wir in Koltów kennen gelernt haben (pag. 692, Anm. 6), von einem Bache abgelagert wurden, welcher ehemals, bevor das Becken vom Bugflusse erobert wurde, im heutigen Bugtale, aber in entgegengesetzter Richtung floß und bei Koltów in das Becken einmündete.

[5]) Doliny . . ., pag. 26 und 29. — Auch Geologisches Zentralblatt, Bd. VII, pag. 760 und 761.

[6]) Zu vergl. Teisseyre, Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 302. Atlas geolog. Galicyi, VIII, pag. 293 ff.

Lithothamnienkalke wird der größte Teil des Grundwassers in Podolien aufgespeichert, insbesondere wenn er — wie es sehr oft der Fall ist — unmittelbar auf undurchlässigen Ablagerungen, entweder auf paläozoischen Tonen oder auf obercretacischem Mergel liegt [1]). Das Grundwasser des Lithothamnienkalkes tritt in zahllosen, sehr ergiebigen Quellen zutage, aus denen nicht selten ein ansehnlicher Bach entsteht. An Ertrag bleibt manche Quelle aus dem Lithothamnienkalke gewiß nicht hinter den Fenstern zurück, die im vorhergehenden Abschnitte geschildert wurden. Man kann aber die aus dem Lithothamnienkalke reichlich zutagetretenden Quellen nicht, wie es mit den Fenstern geschah, als eine Karsterscheinung auffassen, da an keiner von ihnen irgendein Merkmal zu beobachten ist, das sich aus der Auflösung von Kalkkarbonat durch das unterirdische Wasser ergeben würde. Es kommt zwar manchmal vor, daß eine Quelle oder Quellengruppe aus dem Lithothamnienkalke eine beckenförmige Anlage mehr oder weniger ausgesprochen zur Schau trägt [2]). Diese Becken aber, in denen eine oder mehrere Quellen austreten, sind lediglich durch die rückschreitende Erosion des stark abfließenden Wassers herausgearbeitet worden. Im Gegensatze zu den Fenstern kommen die Quellen aus dem Lithothamnienkalke in der Regel hoch an den steilen Abhängen der Täler zum Vorschein, ihr Wasser fließt rasch ab und stürzt mit einem starken Gefälle den Abhang hinab. Dadurch sind die Abflüsse imstande, eine intensive Erosionstätigkeit an den Talgehängen zu entwickeln. Indem sich der Austritt des Grundwassers immer weiter in den steilen Abhang hineindrängt, können hie und da durch die rückschreitende Erosion schüsselförmige oder — wenn ein steiles Gehänge über der Quelle ansteigt und unterminiert nachstürzt — kesselförmige Quellenbecken geschaffen werden. Das wirksame Fortschreiten der Erosion bringt es mit sich, daß das Quellwasser sofort abfließt und keinesfalls sich im Becken ansammelt, ausgenommen den Fall, wenn es künstlich abgedämmt wird. Es kann sich mit der Zeit ereignen, daß das Grundwasser seinen Austritt verlegt und das Quellenbecken trockengelegt wird. Derartige ehemalige Quellenbecken habe ich in der Gegend zwischen Brzeżany und Rohatyn beobachten können [3]). In das Gehänge eingefressen und gewöhnlich dicht bewachsen, wodurch sie schon aus der Ferne auffallen, machen solche erloschene Quellenbecken beim ersten Anblick den Eindruck einer Karsterscheinung. In der Tat

---

[1]) Vergl. von Łoziński, Hydrogeol. Unters. im Bzk. Horodenka. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 90.

[2]) Von den vielen Beispielen, die ich beobachtet habe, mögen nur zwei angeführt werden. Im Dorfe Chmielowa (pol. Bezk. Zaleszczyki) befindet sich ein weites, schüsselförmiges Becken, in dessen Umrandung eine Reihe von Quellen aus dem Lithothamnienkalke austreten. Ihre Abflüsse vereinigen sich zu einem Bache, welcher in einer engen Schlucht zum Dniestr stürzt. — Ungefähr 450 *m* NEE von der Eisenbahnhaltestelle Nagrabie (Blatt Brzeżany der Spezialkarte) kommt eine Quelle aus dem Lithothamnienkalke in einer kesselförmigen Nische hervor. Einem ganz ähnlichen Quellenbecken begegnet man weiter in derselben Richtung, am entgegengesetzten Abhange des Rückens. W davon kommt ein trockengelegtes Quellenbecken vor, worauf wir noch zurückkommen werden.

[3]) Zum Beispiel in der Nähe des letzten von den Quellenbecken, deren beispielsweise Erwähnung getan wurde (s. Anm. 2).

sind sie nur ein Pseudokarstphänomen. Von den echten, durch Auslaugung von Lithothamnienkalk entstandenen Hohlformen unterscheiden sie sich dadurch, daß sie vereinzelt an den Abhängen und nicht auf dem ebenen Plateau auftreten.

Die Gewässer Podoliens, die aus dem Lithothamnienkalke hervorquellen, scheiden große Massen von Travertin ab [1]). Das ungemein häufige Vorkommen von Travertin führt uns vor die Augen vor, welch große Mengen von Kalkkarbonat dem Lithothamnienkalke durch das Grundwasser entzogen werden. Die Auslaugungsprozesse aber, die im Innern des Lithothamnienkalkes in großem Maßstabe fortwährend stattfinden, haben nur ausnahmsweise die Oberflächengestaltung des Landes merklich beeinflußt und karstähnliche Bodenformen erzeugt. Die Tatsache, daß trichterförmige Einsenkungen im Bereiche des Lithothamnienkalkes auf einige kleine und isolierte Partien beschränkt sind, kann nur durch die Struktur dieses Gesteins erklärt werden. Gegenüber den Angriffen des durchsickernden Wassers verhält sich der Lithothamnienkalk nicht wie ein homogener Kalk, indem er aus kompakten Lithothamnienknollen zusammengesetzt ist, die in einer porösen Kalkmasse eingebettet sind. Das unterirdische Wasser kann daher nur in dem kalkigen Bindemittel der Lithothamnienknollen reichlich zirkulieren und Kalkkarbonat lösen, während letztere nicht in demselben Grade vom Grundwasser durchdrungen werden und viel länger der Auflösung widerstehen [2]). Der Lithothamnienkalk wird allmählich in ein Haufwerk von losen Lithothamnienknollen verwandelt, die in den unlöslichen Eluvialprodukten eingebettet sind. Meistens sind die auf diese Weise gelockerten Lithothamnienkalke durch die Vegetation gebunden und vor der Abtragung geschützt. Nur im südlichen Teile des paläozoischen Horstes, wo faustgroße Lithothamnien dicke Kalklager aufbauen, entstehen nicht selten an den Gehängen der Schluchten und Täler im Ausgehenden der Lithothamnienbänke mächtige, sehr labile und langsam abwärts bis zum Talgrunde hinab wandernde Schutthalden von kugel- oder eiförmigen Lithothamnienknollen. Da die Auflösung des Lithothamnienkalkes sich unterirdisch abspielt und der Entblößung durch die Abspülung vorauseilt, sieht man überall an den Abhängen der Erosionseinschnitte statt des Lithothamnienkalkes lediglich einen mit Lithothamnienknollen dicht gespickten Eluviallehm. Nur in den Steinbrüchen, wo das frische Gestein ununterbrochen erschlossen wird, steht der Lithothamnienkalk noch nicht durch das Grundwasser aufgelockert an. Hier kann man sehen, wie der Auflösungsprozeß von den obersten Partien des Lithothamnienkalkes nach unten vordringt. Zu unterst zeigt das Gestein noch keine

---

[1]) Die Travertinabsätze habe ich an anderen Stellen behandelt. Zu vergl. Mitteil. d. k. k. geogr. Ges. in Wien, Bd. XLVII, pag. 548. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 94 und 95.

[2]) Der ungleichen Löslichkeit der Lithothamnienknollen und der umgebenden Kalkmasse könnte vielleicht auch ein Unterschied der physikalischen Eigenschaften zugrundeliegen. Dafür spricht die ungemein häufige Erscheinung, daß auf der Oberfläche der verschiedensten Kalkarten die Versteinerungen, wie Korallen oder Molluskenschalen, unter dem Einflusse des atmosphärischen Wassers sehr schön aus dem umgebenden Kalke herauspräpariert sind.

sichtbaren Spuren der auflösenden Tätigkeit des unterirdischen Wassers Die oberen Partien dagegen sind bereits in eckige Fragmente aufgelockert, deren Zwischenräume der unlösliche Rückstand ausfüllt. Der gelockerte Lithothamnienkalk geht nach oben allmählich in gelben Eluviallehm über, in welchem die Lithothamnienknollen, durch die Auflösung mit der größten Genauigkeit herauspräpariert, eingebettet sind. Da die Auslaugung des Lithothamnienkalkes unterirdisch, unter dem wasserdurchlässigen Löß vor sich geht, habe ich diesen Prozeß „Kryptokarstphänomen“ genannt. Sein Endresultat ist die Anhäufung des Eluviallehms unter dem Schutze einer mächtigen Lößdecke. Bei der Bildung von Eluviallehm nimmt selbstverständlich das ursprüngliche Volumen des Lithothamnienkalkes bedeutend ab und infolgedessen sinkt auch die Lößdecke im Hangenden äußerst langsam nach, ohne es aber durch irgendein merkliches morphologisches Anzeichen auf der Erdoberfläche zu verraten.

Ein Gestein, das — wie der Lithothamnienkalk — nicht gleichmäßig ausgelaugt wird und sich in ein Haufwerk von schwerer löslichen Fragmenten verwandelt, ist selbstverständlich zur Entwicklung des Karstphänomens wenig geeignet. Dadurch erklärt es sich, daß Karsterscheinungen im Lithothamnienkalk im Verhältnisse zur großen Verbreitung dieses Gebildes in Podolien spärlich sind. Das Vorhandensein von karstähnlichen Hohlformen im Lithothamnienkalk ist aber nicht an Podolien allein gebunden. Kürzlich sind zahlreiche Dolinen und ein blindes Tal im Leithakalk der Gegend von Sukdull und Afram (SSE von Graz) bekannt geworden [1]).

Am häufigsten erscheinen trichterförmige Vertiefungen der Erdoberfläche in Lithothamnienkalk SW von der Stadt Brzeżany [2]). Die Trichter dieser Gegend sind in drei getrennten Gruppen verteilt, von denen eine die Mitte des Rückens Jaryszków einnimmt. Unweit davon erstreckt sich eine andere Trichterschar N vom Dorfe Olchowiec, auf dem nordwestlichsten Teile des Kiziarückens [3]). Die Wanderung in der SW-Richtung von Brzeżany fortsetzend, erreichen wir nach einer längeren Unterbrechung die dritte und zugleich die größte Trichtergruppe, welche sich auf der Höhe des Rückens Obreczowa (NNE von Mieczyszczów) hinzieht [4]). Hier sind die unzähligen Trichter so dicht zusammengedrängt, daß oft nur ein schmaler First zwei benachbarte Einsenkungen scheidet. Meistens besitzen sie eine regelmäßige Trichterform. Ihre Größe ist sehr verschieden, ihre Gestalt aber ist immer die der „trichterförmigen Dolinen“ von Cvijić [5]).

---

[1]) Fabian, Das Miocänland zwischen der Mur und der Stiefing bei Graz. Mitteil. d. naturw. Ver. für Steiermark, Jahrg. 1905, pag. 14 und 15. Die auf pag. 15 abgebildete Doline in Sukdull ist morphologisch ein Analogon der Trichter im podolischen Lithothamnienkalk.

[2]) Zu vergl. Blatt Brzeżany (Z. 8, Kol. XXXII) der Spezialkarte.

[3]) Diese beiden Trichterscharen sind um mehr als 1 *km* in SE-Richtung vom Dorfe Raj entfernt.

[4]) Gegen NWW endet diese Trichterschar bei dem Buchstaben O des Namens Obreczowa auf der Spezialkarte. Weiter nach N, jenseits des Quellengebietes des Baches Manasterski, ist auf dem benachbarten Rücken noch eine Anzahl von Trichtern zerstreut.

[5]) Das Karstphänomen, pag. 227.

Zwischen den Trichtern auf dem Obreczowarücken befinden sich stellenweise runde, äußerst flache und kaum merkliche Bodeneinsenkungen, in denen sich nach dem Regen ein kleiner Wassertümpel sammelt [1]). Ich betrachte sie als Ansätze der Trichterbildung, deren weitere Entwicklung aber infolge einer lokal stärkeren Anhäufung von wasserundurchlässigen Eluvialprodukten bedeutend verzögert oder sogar unterbrochen wurde.

Die hypsometrische Verteilung der Trichter im Lithothamnienkalk zeigt eine auffallende Regelmäßigkeit. Sie treten alleinig auf der beinahe ebenen Oberfläche der schmalen, langgestreckten Rücken auf, die durch die Erosion eines dichten, stark verzweigten Wassernetzes aus dem Plateau herausgeschnitten wurden. Infolgedessen sind die Einsenkungen in Streifen geschart, deren Längenerstreckung mit der Achse der Rücken zusammenfällt. Die Längenerstreckung des größten Trichterschwarmes auf dem Obreczowarücken beträgt fast 2 *km*, wogegen die Breite kaum 300 *m* erreicht.

Die Trichter sind immer nur auf die ebene Fläche der Rücken beschränkt und verschwinden mit einem Schlage an ihrem Rande, wo die Böschung anfängt. Diese Art des Auftretens ist ganz begreiflich, da auf der flachen Oberfläche der Rücken das atmosphärische Wasser langsam abfließt und zum guten Teil in den Boden eindringt. Hingegen an den Böschungen rieselt das Regenwasser so rasch herab, daß nur wenig davon vom Lithothamnienkalk aufgesogen wird. Eine üppige Vegetation scheint die Bildung von Einsenkungen zu begünstigen, indem sie das Einsickern des Regenwassers reguliert und dasselbe mit Huminsäuren bereichert. Die meisten Trichter kommen SW von Brzeżany, inmitten dichter Waldbestände vor. In der Regel ist hier der Boden der Trichter mit Pflanzenresten (Laub etc.) ausgekleidet. In anderen Teilen Podoliens, wo ich noch Einsenkungen im Lithothamnienkalk beobachten konnte, sind sie durch den Wald nicht geschützt und treten sporadisch auf. NE und W von Monasterzyska [2]) habe ich in stark gelichteten und reduzierten Waldpartien vereinzelte Einsenkungen gefunden, ihre Zahl ist aber zu gering, um von Trichtergruppen sprechen zu können. Einige Trichter befinden sich im Lithothamnienkalk beim NE-Ende von Nuszcze [3]), zwischen dem Dorfe und dem Rande eines dichten Waldes. Mit dem Trichter in Woroniaki (SE von Zloczów), welcher inmitten der Gehöfte einsam auftritt, dafür aber an Größe und Regelmäßigkeit seiner Form alle bisher aufgezählten übertrifft, ist unser Inventar der karstähnlichen Einsenkungen im Lithothamnienkalk Podoliens [4]) abgeschlossen.

Daß die Hohlformen, die uns in diesem Abschnitte beschäftigt haben, sich an den Lithothamnienkalk knüpfen, wird durch ihre hypsometrische Lage verbürgt. Wie gesagt, beschränken sie sich ausschließ-

---

[1]) In Deutschland werden solche feuchte Stellen „Wasserlöcher", „Tränken" oder „Suhlen" genannt (Stille, l. c., pag. 103).

[2]) Etwa in der Mitte zwischen dieser Ortschaft und dem Dorfe Sawaluski, beziehungsweise bei Wyczulki (zu vergl. die Spezialkarte, Z. 9, K. XXXII).

[3]) Zu vergl. Blatt Zloczów der Spezialkarte, Z. 6, K. XXXII.

[4]) Abgesehen von der Umgebung des Dorfes Huta Werchobuska, die schon früher besprochen wurde (pag. 690).

lich auf die ebenen Flächen der Rücken. Wo aber wilde Schluchten die Gehänge zerreißen [1]) und uns den inneren Bau der Rücken verraten, überall sehen wir, daß ihr oberster Teil aus mächtigem Lithothamnienkalk besteht. In der unmittelbaren Nähe der Trichter, wo der Boden bewachsen und mit Waldstreu bedeckt ist, gibt es keinen geologischen Aufschluß, es fehlt aber auch hier nicht an direkten Anzeichen, daß die Karsterscheinungen an den Lithothamnienkalk gebunden sind. Als ich die Höhe des Obreczowarückens durchwanderte, fand ich auf seinem nordwestlichen Zipfel, genau im Niveau der Trichter, eine große durch den Wind entwurzelte Buche. Gleich unter den Wurzeln waren faustgroße Lithothamnienknollen zu sehen, die als Reste des in situ gelockerten Lithothamnienkalkes im schwarzen Humusboden eingebettet waren. Auch in der Umgebung dieser Stelle sah ich hie und da großknollige Lithothamnien unter einer dünnen Schicht humusreichen Waldbodens hervorlugen. Die in der Gegend von Brzeżany dicht mit Trichtern besäte Oberfläche der Rücken ist mit lehmigen und tonigen, äußerst kalkarmen oder ganz kalkfreien Gebilden überzogen. Zwischen den Trichtern SE von Raj kommt in zahllosen Maulwurfhügeln ein hellgelber, sehr feiner und zerreiblicher Lehm zum Vorschein. Der Lehm, welcher an den steilen Wänden der Einsenkungen des Obreczowarückens spärlich hervorlugt, hat einen mehr tonigen Charakter. Stellenweise ist es sogar ein hellgrauer Ton, der im feuchten Zustande plastisch, nach dem Austrocknen erhärtet. Die Impermeabilität des dichten Tones hat zur Folge, daß das Regenwasser nur im Boden der Trichter langsam absickern kann, auf der Höhe dagegen zwischen den Trichtern in Lachen stagniert. Diese lehmig-tonigen Gebilde stellen den letzten Eluvialrückstand des Lithothamnienkalkes dar.

Zur Vervollständigung unseres Bildes der Karsterscheinungen im Lithothamnienkalke müssen wir noch die Grenzen des eigentlichen Podolien verlassen und einer merkwürdigen Erscheinung Erwähnung tun. Vom podolischen Plateau zweigt der lange, verhältnismäßig schmale Lemberg-Tomaszower Rücken (auch Roztocze genannt) ab, welcher orographisch in NW-Richtung streicht und die Senkungsgebiete der Flüsse Bug und San voneinander trennt. In geologischer Beziehung ist er eine Dependenz des nördlichen Podolien und zeigt denselben Schichtenbau. Die Westflanke des Rückens ist durch zahlreiche Bäche ausgezahnt, die aus starken Quellen im Lithothamnienkalke entstehen. Einer der stattlichsten, der Bach Szklo, quillt E von der gleichnamigen Ortschaft [2]) in dicht aneinander gedrängten Überlaufquellen aus dem Lithothamnienkalke hervor. Von den Quellen fließt der Bach in einem engen Tälchen ab, dessen steile Abhänge aus Diluvialsand bestehen, während im Bette der Lithothamnienkalk entblößt ist. Ungefähr 300 *m* unterhalb seines Ursprunges erweitert sich der Bach in ein kleines, flaches Wasserbecken, in dessen Boden

[1]) Am großartigsten am linken Talgehänge des Olchowiecbaches im Dorfe gleichen Namens.

[2]) Vergl. Blatt Jaworow-Gródek (Z. 6, K. XXIX) der Spezialkarte und dasselbe Blatt des „Atlas geol. Galicyi“ (Heft 10, T. 2).

eine starke intermittierende Quelle („Kipiaczka") austritt. In Zeitabschnitten von einigen Minuten erfolgt ein starkes Aufwallen in einem Punkte der Wasseroberfläche. Das aufwallende Wasser ist mit Sand gemischt, welcher durch die aufsteigende Bewegung vom Boden mitgerissen wird. Offenbar liegt hier ein Karstphänomen vor, das durch die glazialen Ablagerungen zum Teil verschleiert ist. Der hydrostatische Druck, unter welchem das Wasser rhythmisch ausbricht, ist im geologischen Bau der Gegend begründet. Am westlichen, durch einen tektonischen Bruch bestimmten Rande des Lemberg-Tomaszower Rückens fällt die Oberfläche des Senonmergels, auf dem das reichliche Grundwasser des Lithothamnienkalkes zusitzt, nach W ein. Der Neigung der impermeablen Unterlage folgend, ist das Grundwasser in einer westwärts gerichteten Bewegung begriffen und tritt in der genannten Quelle unter einem gewissen hydrostatischen Drucke hervor. Aus solchen hydrologischen Verhältnissen geht hervor, daß man die bisher nicht bekannte Herkunft des periodisch hervorquellenden Wassers nur weiter östlich suchen muß. Das rhythmische Ausbrechen hat Lomnicki ganz richtig durch die Verstopfung des Wasseraustrittes mit Sand erklärt[1]). Das austretende Wasser kann nicht ununterbrochen den Druck der darüber befindlichen Wasserschicht aufheben und die Quellöffnung vom Sande reinigen, welcher von der nächsten Umgebung zusammengeschwemmt und auf dem Boden des Beckens ausgebreitet wird. Früher soll das Aufwallen des Wassers viel intensiver stattgefunden haben[2]). Ich möchte darin eine neue Bestätigung der allgemeinen Regel sehen, daß durch fortschreitende Auslaugung der Abfluß des Grundwassers allmählich erleichtert und in demselben Maße auch das Grundwasserniveau herabgedrückt wird[3]).

Das kleine Talstück des Szklobaches, welches von seiner Quelle bis zur Westgrenze des Lemberg-Tomaszower Rückens reicht, trägt deutlich die eigentümlichen Merkmale zur Schau, die auch sonst im ostgalizischen Gebiete des Lithothamnienkalkes, mehr oder weniger ausgesprochen, nicht selten wiederkehren. Die Täler der Bäche, die aus dem Lithothamnienkalke entspringen, weisen — soweit der Bach im Niveau des Lithothamnienkalkes fließt — eine große Ähnlichkeit mit den Sacktälern des Karstes auf. Das Tal hat den Charakter eines Canyons und zeichnet sich durch einen sackförmigen Talschluß aus. Freilich wird das Tal nach oben nie durch eine steile Wand abgeschlossen, wie es im Karste oft der Fall ist[4]). Die Hintergehänge des Talschlusses fallen zirkusartig, jedoch mäßig oder sanft geneigt, zum Quellenaustritte ab. Die Hauptsache aber ist, daß der Bach nicht aus der Vereinigung von mehreren Wasserfäden, sondern aus einer wasserreichen Quelle entsteht und infolgedessen seine Erosionskraft an einem Punkte einsetzt. Der sackförmige Talschluß kann oft da-

---

[1]) Atlas geol. Galicyi, Heft 10, T. II, pag. 116.

[2]) Ibid., pag. 115. Nach Aussagen der Eingeborenen kommt gegenwärtig das spontane Aufwallen des Wassers nur nach atmosphärischen Niederschlägen zustande. Als ich das regelmäßige Aufwallen Ende August 1906 beobachten konnte, war es in der Tat kurz nach einer längeren Regenzeit.

[3]) Stille, l. c., pag. 102.

[4]) Cvijić, Das Karstphänomen, pag. 284.

durch verunstaltet werden, daß der im Einzugsgebiete der Quelle fallende Niederschlag zum Teil oberflächlich abfließt und die ursprüngliche Form des Talschlusses umgestaltet.

---

4. Die Karsterscheinungen in der „weissen Kreide".

Die mächtigen, oft stark zerklüfteten Mergelkomplexe der „weißen Kreide", die den westlichsten Teil des paläozoischen Horstes und die benachbarten Senkungsgebiete einnehmen, übertreffen an Reinheit und Festigkeit des Kalkgesteins den senonen, Karsterscheinungen tragenden Mergel des nördlichen Podolien. Angesichts so günstiger petrographischer Veranlagung würde man kaum vermuten, daß die Stufe der „weißen Kreide" im großen und ganzen dennoch zum Karstphänomen nicht neigt. Nur in einem einzigen Falle war es möglich, Karsterscheinungen in den Kalkgesteinen der „weißen Kreide" festzustellen. Von Monasterzyska in NW-Richtung wandernd, erreichen wir ein Seitental, das in das Tal der Zlota Lipa mündet und auf der Spezialkarte [1]) mit der Bezeichnung „Falkiewiczowa Dolina" versehen ist. Am linken Abhange dieses Tales, etwa $2^1/_4$ *km* oberhalb seiner Mündung in das Tal der Zlota Lipa, tritt uns unerwartet eine kleine, aber recht hübsche Gruppe von Karsterscheinungen entgegen. Wie aus der Abbildung (Taf. XV) zu ersehen ist, senkt sich das Plateau zuerst langsam mit einer sanft geneigten Fläche, um nachher in einer steilen Kante abzubrechen, die zu unterst cenomane Ablagerungen (*a*) und darüber die Mergel der „weißen Kreide" (*b*) zur Schau trägt. In einer nischenförmigen Erweiterung tritt im Niveau der Talsohle eine starke Quelle zutage, aus der ein stattlicher Bach entsteht und zur Zlota Lipa abfließt. Das unterirdische Wasser löst vor dem Zutagetreten den Kalkgehalt des Mergels auf und lockert sein Gefüge. Dadurch entstehen kleine kesselförmige Einsenkungen, die in der Umrandung des Quellbeckens dicht nebeneinander zerstreut sind.

Im Randgebiete des paläozoischen Horstes [2]), wo der Kalkmergel der „weißen Kreide" sich in mächtigen Komplexen an dem Aufbau der Erdoberfläche beteiligt, kommt die starke Zerklüftung dieses Gesteins in gewissen Zügen der Landschaft zum Ausdrucke. An das reichliche Verschlucken des atmosphärischen Wassers durch das dichte Kluftnetz mahnen zahlreiche tiefe Schluchten, die nach dem Regen reißende Wildbäche führen, sonst aber trocken sind oder nur durch kaum sichtbare Wasseradern entwässert werden. Die steilen, oft nackten Kalkwände der Schluchten und mächtige Schuttkegel an ihrem Ausgange geben ein beredtes Zeugnis von den Leistungen der Erosion durch temporäre Wildwässer ab, wenn die Klüfte nur einen kleinen Teil des atmosphärischen Niederschlages aufzunehmen vermögen.

---

[1]) Vergl. Blatt Monasterzyska (9, XXXII).
[2]) Zum Beispiel in der Umgebung von Niżniów und Niezwiska.

5. Die Karstlandschaft der Gipsgebiete.

Die Hohlformen in den Kalkablagerungen Podoliens, von denen bisher die Rede war, sind zwar stellenweise so häufig, daß sie geradezu Trichterschwärme bilden, nie aber beherrschen sie ein so großes Gebiet, um die Landschaft zu bestimmen. Dieses ist dagegen mit den Erdfällen [1]) der Gipslager der Fall. Im südlichen Podolien, insbesondere aber im pokutischen Senkungsgebiete am SW-Rande des paläozoischen Horstes, sind sie massenhaft über so großen Strecken verbreitet, daß wir hier bereits vom Karstcharakter der Erdoberfläche sprechen dürfen.

Die Geschichte der Erforschung des Karstphänomens kann in zwei Abschnitte geteilt werden. Die Einsturztheorie, welche früher die herrschende war und in Tietze ihren besten Vertreter fand, faßte die Hohlformen als Deckeneinstürze unterirdischer Höhlungen auf. Seitdem aber Cvijić die Auslaugungstheorie unwiderleglich begründet hat, welche die Dolinen als eine Oberflächenerscheinung betrachtet und auf die Auflösungstätigkeit des atmosphärischen Wassers zurückführt, ist die ältere Ansicht in ihrer Anwendung auf den adriatischen Karst und andere Kalkgebiete ein überwundener Standpunkt. Wenn wir nun den Ursprung der zahllosen Trichter auf der Oberfläche Podoliens deuten wollen, so sind hier die beiden Ansichten im gleichen Maße berechtigt. Die Einsenkungen der Kalkbildungen, die den Gegenstand der vorhergehenden Abschnitte bildeten, sind ohne Zweifel infolge der von der Erdoberfläche nach unten fortschreitenden Auflösung des Kalkgesteins durch das Regenwasser entstanden und bilden sich noch gegenwärtig auf dieselbe Weise. Im Gegenteil müssen die Trichter in den Gipslagern, wenn nicht ausschließlich, so doch in überwiegender Mehrzahl als Einstürze unterirdischer Hohlräume betrachtet werden [2]).

Die Verschiedenheit der Bildungsweise von Hohlformen in den Kalkablagerungen und in den Gipslagern hängt in erster Linie mit dem ungleichen Verhalten von Kalkkarbonat und Kalksulfat gegenüber der auflösenden Tätigkeit des Wassers zusammen. Das erstere ist unmittelbar so schwer löslich, daß das reine Wasser durch die Auflösung von Kalkkarbonat keine nennenswerten morphologischen Wirkungen hervorzubringen imstande wäre. Die korrodierende Tätigkeit des atmosphärischen Wassers beruht hauptsächlich auf seinem Gehalte an Kohlensäure, die das Kalkkarbonat in das viel leichter lösliche Kalkbikarbonat umwandelt. Das in die Klüfte einsickernde Regenwasser verbraucht allmählich die in der Atmosphäre und auf der Erdoberfläche aufgenommene Kohlensäure zur Auflösung von Kalk. In einer gewissen Tiefe aber, wenn der Gehalt an Kohlensäure bereits erschöpft ist, geht dem Wasser die Fähigkeit ab, Kalkkarbonat zu lösen. Das Kalksulfat dagegen ist unmittelbar in verhältnismäßig großen Mengen im Wasser löslich. Wenn es mit Gipslagern in Be-

---

[1]) Im Volksmunde „werteby".

[2]) Auch Penck (Morphol. der Erdoberfl., Bd. II, pag. 276) läßt in den Gipsgebieten die Einsturztheorie zur Geltung kommen.

rührung kommt, ebensogut auf der Erdoberfläche wie in der Tiefe, löst es so lange das Kalksulfat auf, bis eine vollkommene Sättigung erreicht ist.

Wenn wir ein Kalk- und Gipsgebiet in bezug auf die unterirdische Wasserzirkulation miteinander vergleichen, so ergibt sich ebenfalls ein beträchtlicher Unterschied. Der Kalk wird oft von unzähligen Klüften durchsetzt, die dem atmosphärischen Wasser den Zugang zum Gesteinsinnern ermöglichen und seine unterirdischen Wege im vorhinein bestimmen. Den Gipslagern dagegen mangelt es an Klüftung. Das Grundwasser durchtränkt die permeablen Schichten im Hangenden oder im Liegenden eines Gipslagers und greift seine obere, beziehungsweise untere Fläche an. Das über dem Gipslager angesammelte Grundwasser löst an manchen Stellen das Kalksulfat schneller auf und es entstehen Hohlräume, die allmählich an Breite und Länge zunehmen und schließlich das Gipslager in seiner ganzen Mächtigkeit durchbohren. Nun kann das Grundwasser auch die permeablen Schichten im Liegenden des Gipslagers erreichen und durchtränken. Wo der Grundwasserspiegel bis zur Basis des Gipslagers sich erhebt, wird dasselbe auch von unten angegriffen und die fortschreitende Korrosion schafft geräumige Höhlungen. Bei einer Brunnenbohrung, die im Jahre 1874 in Czortowiec ausgeführt wurde, hat man unter einer dicken Lehmdecke das Gipslager erreicht, über dem nur eine geringe Menge Grundwassers vorhanden war. Indem man den Brunnenschacht weiter im Gipslager senkte, wurde ein Hohlraum im Gipse angezapft, aus dem das Wasser in einem ziemlich hohen Strahl hervorbrach. Nach einiger Zeit nahm die hydrostatische Spannung des ausströmenden Wassers ab, doch war der Wasserzufluß aus dem dünnen Sandsteinkomplex im Liegenden des Gipses ein anhaltender [1]).

Das unterirdische Wasser, welches in den zahllosen, vielfach gewundenen und verzweigten Kanälen lebhaft zirkuliert, löst reichlich Kalksulfat auf, wodurch mit der Zeit umfangreiche Höhlungen ausgewaschen werden. Die Zahl der Höhlen, die aus dem Gipsgebiete Podoliens bekannt sind, ist allerdings sehr gering. Die erste Stelle unter ihnen nimmt diejenige in Bilcze bei Borszczów ein, deren Eingang im Innern eines Erdfalles sich befindet. Die langgestreckten und vielfach verzweigten Gänge, deren Boden von einer dicken Lehmschicht bedeckt wird, sind eine reiche Fundgrube für die Urgeschichte Podoliens [2]). Aus der Lage der Menschenskelette hat Dr. Demetrykiewicz geschlossen, daß die prähistorischen Einwohner infolge eines lokalen Zusammenbruches des Gewölbes in der Höhle abgesperrt wurden und zugrunde gingen [3]). In der Umgebung der Stadt Horodenka sind zwei größere Höhlen bekannt. Die Höhle, die vor 10 Jahren beim Steinbrechen in Lokutki (NNE von Tlumacz) erschlossen wurde,

---

[1]) Das Ergebnis dieser Bohrung habe ich seinerzeit ausführlich besprochen. Zu vergl. „Kosmos", Bd. XXX, Lemberg 1905, pag. 357 und 358.

[2]) Eine kurze Beschreibung der Höhle gab Kirkor in „Zbiór wiadom. do antropol. kraj., Bd. III, pag. 34—37 und Tafel II.

[3]) Materyały antropol.-archeol., Bd. IV, pag. VII und VIII.

ist mit prachtvollen Stalaktiten und Stalagmiten ausgekleidet[1]). Das im Inneren der Höhle abgeschiedene Kalkkarbonat wird vom durchsickernden Wasser offenbar der wenig mächtigen Kalkablagerung entnommen, welche den Gips überlagert und hier das Dach der Höhle bildet[2]). Vom Standpunkte der physikalischen Chemie ist es eine interessante Erscheinung, daß das Wasser, sobald es mit dem Kalksulfat in Berührung kommt, das früher aufgelöste Kalkkarbonat ausscheidet[3]). Auch in anderen Höhlen Podoliens sind Stalagmite gefunden worden.

Neben diesen großen Höhlen, die in der beigegebenen Kartenskizze eingetragen wurden, kommen auch kleinere vor. Kirkor hat von Höhlen im pokutischen Gipsgebiete bei Chocimierz, bei Żabokruki und bei Czortowiec berichtet. Ihren Boden bedecken Schuttmassen mit großen Gipsblöcken. Die Wände der Höhle bei Żabokruki sind nach Kirkor mit Stalaktiten inkrustiert[4]). Tietze hat aus dem schon erwähnten Dorfe Lokutki, wo später die große Höhle entdeckt wurde, auch eine andere beschrieben, aus der ein kleiner Bach hervortritt[5]). Die verhältnismäßig sehr geringe Zahl von bekannten Höhlen gegenüber den Tausenden von Trichtern an der Erdoberfläche ist noch kein stichhaltiger Beweis, daß letztere nicht den Einstürzen ihre Entstehung verdanken. Ist doch im Jahre 1896 eine früher nicht geahnte Höhle im Gips nur durch einen Zufall entdeckt worden! Übrigens aber darf die Wahrscheinlichkeit der Einsturztheorie nicht durch einen ziffermäßigen Vergleich der heute vorhandenen Trichter und Höhlungen geprüft werden. Ein gegenwärtiger Trichter ist eine gewesene Höhlung, während eine gegenwärtige Höhlung einem künftigen Trichter entspricht. Die Bildung von Höhlungen und Trichtern hat aller Wahrscheinlichkeit nach schon in jener Zeit angefangen, als Podolien gegen das Ende der Tertiärzeit endgültig zum Festlande geworden ist. Seit diesem Zeitpunkte muß die Zahl der Trichter allmählich zugenommen haben und die gegenwärtig vorhandenen Trichter sind das Resultat der Einstürze von Höhlungen, die nicht gleichzeitig, sondern zu verschiedenen Zeiten ausgewaschen wurden, seitdem ihre Bildung begonnen hat. Indem Höhlungen durch den Zusammenbruch ihres Gewölbes zugeschüttet wurden, mußte das unterirdische Wasser neue Wege aufsuchen. Dabei erzeugte es durch Auflösung neue Höhlungen, deren Einsturz wiederum die Entstehung von neuen Trichtern zur Folge hatte. In der Tat, wenn wir die unzähligen Trichter der Gipsgebiete Podoliens durchmustern, merken wir ihnen ein sehr verschiedenes Alter an. Viele von ihnen mögen durch die Denudationsvorgänge, deren Spielraum die Erdoberfläche

---

[1]) Über die Erforschung der Höhle liegt ein Bericht von A. M. Łomnicki vor („Kosmos", Bd. XXI, Lemberg 1896, pag. 373—8).

[2]) Ibid., pag. 377.

[3]) Darauf habe ich schon bei der Erörterung der Bildungsweise der podolischen Travertinabsätze aufmerksam gemacht (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 95). Auf dem Boden der Gipshöhlen im Gouv. Ufa kommen oft Kalktuffabsätze vor. Darüber zu vergl. Kruber, O karst. jawl. Rossii. S.-A. aus Zemlewjedjenije, Bd. VII, 1900, pag. 17.

[4]) Rozprawy wydz. hist.-filoz. Akad. Umiej., Bd. V, pag. 215—219.

[5]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXVI, pag. 682. und Bd. XLI, pag. 62

ist, vollkommen verwischt worden sein. Immerhin aber müssen wir angesichts der leichten Löslichkeit des Kalksulfats voraussetzen, daß die Bildung von Höhlungen und Trichtern in einem schnelleren Tempo vor sich ging, als die Denudation die Trichter einzuebnen vermochte, daß somit die Zahl der Trichter seit dem Zeitpunkte, als die Bedingungen zu ihrer Bildung bereits gegeben waren, allmählich sich vergrößert hat. Auf diese Weise ist sukzessive die heutige Trichterlandschaft der Gipsgebiete Podoliens entstanden.

Die Gipslager Podoliens, in denen die Auslaugung und das Einstürzen von Hohlräumen geschieht, sind in der Regel von jüngeren Gebilden bedeckt. Das Hangende des Gipses bildet eine Kalkablagerung, deren Schichten eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen und oft — wie es Tietze[1]) in der Gegend von Tlumacz beobachtet hat — durch die Korrosion des unterirdischen Wassers ihren Zusammenhang eingebüßt haben. Darüber breitet sich eine Lehmdecke aus, welche hauptsächlich aus äolischem Lößmaterial besteht und deren Mächtigkeit einem häufigen Wechsel unterworfen ist. Je nachdem der Einsturz eines Hohlraumes unter einer dünnen oder dicken Lehmdecke erfolgt, kann man die Erdfälle des südlichen Podolien in zwei morphologische Typen gruppieren:

Die Erdfälle vom I. Typus entstehen in dem Falle, wenn das Gipslager, in welchem ein Hohlraum zusammenbricht, mit einer dünnen Lehmdecke überzogen ist. Da das nachsinkende Lehmmaterial den ganzen Erdfall nicht auszukleiden vermag, steht im Innern des letzteren das Gipslager an. Die weißen, durch die Korrosion des Regenwassers modellierten Gipsentblößungen sind für diesen Typus der Erdfälle bezeichnend (Taf. XVI, Fig. 2)[2]). Ihre Form ist asymetrisch, indem auf einer Seite der entblößte Gips sehr steil oder senkrecht abfällt, auf der anderen dagegen der nachsinkende Lehm eine mäßig steile Neigung annimmt. Die Erdfälle, die zu dieser Gruppe gehören, zeigen keine regelmäßigen Umrisse. Mag auch der anstehende Gips der Korrosion des Regenwassers leicht zum Opfer fallen, so besteht immerhin in der unregelmäßigen Gestalt ein sicheres Merkmal dieses Typus. Die Dimensionen der Erdfälle sind recht verschieden. Im pokutischen Gipsgebiete gibt es sogar Bodensenkungen, die das gewöhnliche Maß der Trichter überschreiten und mit den Karstmulden („Uvalas")[3]) zu vergleichen wären. Es ist höchst wahrscheinlich, daß die größeren Depressionen nicht aus einem einmaligen Einsturze hervorgegangen sind, sondern eine Verschmelzung von mehreren Einstürzen darstellen.

Ein schönes Beispiel einer größeren Bodensenkung, die gegenwärtig von einem Wasserlaufe benutzt wird, betrachten wir im Dorfe Olejowa Korolówka[4]). Dieses Dorf liegt auf dem rechten Bachufer, welches sanft geneigt und mit Lehm bedeckt ist. Am gegenüberliegenden Ufer treten hohe und schroffe, durch die Korrosion des

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXVI, pag. 683.

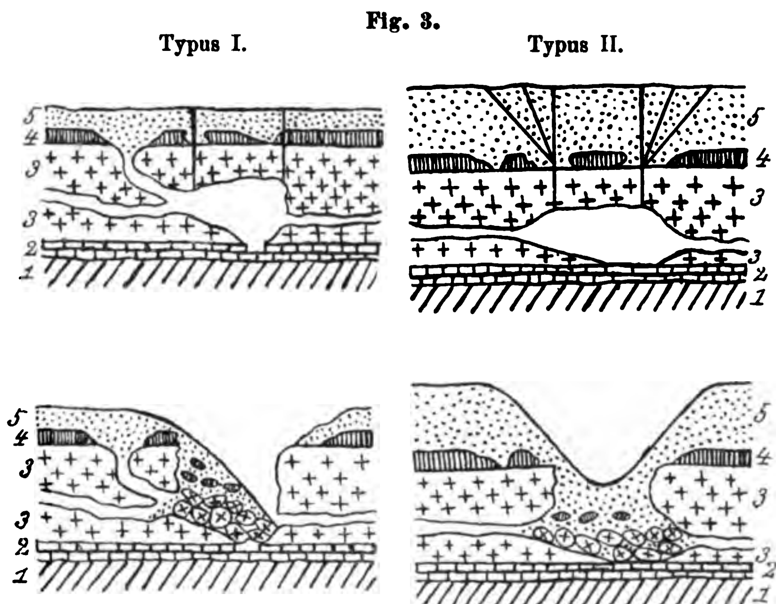
[2]) Ein anderes instruktives Beispiel eines solchen Erdfalles habe ich in meinem Lehrbuche „Ziemia i jej budowa" auf pag. 109 abgebildet.

[3]) Cvijić, Morphologische Studien, II. T., pag. 76 und 77.

[4]) Politischer Bezirk Horodenka.

atmosphärischen Wassers stark angegriffene Gipsfelsen dicht an den Bach heran[1]). Es ist nicht wahrscheinlich, daß dieses Talstück nur durch die mechanische Erosion entstanden sei, da bei der leichten Löslichkeit des Kalksulfats die Korrosion früher die Gipsfelsen abgetragen hätte, bevor noch der Bach sein Bett bis zum heutigen Niveau einzuschneiden vermochte. Der Umstand, daß am linken Bachufer der Gips nicht als eine einheitliche Felsmasse ansteht, sondern in riesige, gegeneinander verschobene Blöcke aufgelöst ist,

Fig. 3.



Bildungsweise der Erdfälle im Bereiche der pokutischen Gipslager.

1. Mergel der oberen Kreide (Senon, beziehungsweise weiße Kreide).
2. Baranower Schichten
3. Gipslager
4. Kalk

} Miocän (II. Mediterranstufe).

5. Diluvialer Lehm (zum Teil Löß).

spricht für die Entstehung dieses Talstückes aus eingestürzten, langgestreckten Höhlungen, wie es von manchen Talstrecken des schwäbisch-fränkischen Jura angenommen wird[2]).

Die Erdfälle vom II. Typus sind eine Folge der Einstürze, die sich im Gips unter einer stärkeren Lehmdecke[3])

[1]) Mein Lehrbuch „Ziemia i jej budowa“ bringt auf pag. 108 eine Abbildung dieser Gipsfelsen.

[2]) Neischl, Die Höhlen der Fränkischen Schweiz, Nürnberg 1904, pag. 36—39.

[3]) Es darf aber auch die Lehmdecke nicht zu mächtig sein, denn in dem Falle würde eine Senkung ihre Oberfläche kaum betreffen.

ereignen. Der kreisrunde Umriß und die regelmäßige Trichterform sind ihre wesentlichen Kennzeichen, die uns immer mit fast geometrischer Genauigkeit entgegentreten. Wenn auch ihre Größe oft recht stattlich ist, so erreichen sie im allgemeinen doch nicht die Maximaldimensionen der Erdfälle vom I. Typus.

Das lockere Lehmmaterial, das in den zusammenbrechenden Hohlraum reichlich nachsinkt, kleidet das Innere der im Entstehen begriffenen Oberflächeneinsenkung vollständig aus. An der Stelle, wo die Decke eines unterirdischen Hohlraumes einstürzte, brechen die über dem Gips befindlichen Lehmmassen in den Hohlraum hinein. Da der Lehm in der Regel eine gleichmäßig lockere Beschaffenheit besitzt, strebt er von allen Seiten der im Gewölbe des Hohlraumes entstandenen Öffnung in demselben Maße zu und dadurch bildet sich auf der Lehmoberfläche — genau wie in einer Sanduhr — eine trichterförmige Bodensenkung. Theoretisch sollte der Lehm an den Wänden des Trichters diejenige natürliche Böschung zeigen, die seiner lockeren Beschaffenheit entspricht und nach Reyer höchstens 40° betragen kann[1]. In der Wirklichkeit aber sind noch größere Böschungswinkel möglich, da die oberste Lehmschicht mit einem dichten Rasen gebunden ist und infolgedessen eine größere Neigung ihrer Oberfläche vertragen kann. Durch das weitere Wachsen des Rasens auf den Wänden eines Trichters wird ihre übermäßige Böschung für längere Zeit erhalten.

Aus der Ablagerung von äolischem Staub auf unebener Unterlage und der späteren Abspülung leuchtet es ein, daß die Mächtigkeit der Lößdecke, die über den Gipslagern sich ausbreitet, sogar auf kleinen Strecken einem vielfachen Wechsel unterworfen ist. Dadurch erklärt es sich, daß die beiden Typen der Erdfälle nicht räumlich gesondert, sondern miteinander gemischt auftreten. Nur im südlichen Teil des paläozoischen Horstes, wo die Lößbedeckung in der Regel stärker ist als in der anstoßenden Pokuciesenkung, scheint der II. Typus zu überwiegen.

Die Einteilung der Erdfälle in zwei morphologische Typen, die wir soeben vorgenommen haben, bewährt sich auch in anderen Gebieten. Unter den Erdfällen der Fränkischen Schweiz[2] sind gewiß die beiden Typen vertreten, die wir im Gipsgebiete Podoliens unterschieden haben. Ebensogut darf unsere Einteilung auf die mit Wasser gefüllten Einsturzbecken im Gips des deutschen Zechsteingebietes übertragen werden, wie man es aus den Untersuchungen von Halbfaß[3] ersieht. So zum Beispiel zeigt das Becken des Denser Sees

[1] Reyer, Bewegungen in losen Massen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXI, pag. 434. — Von den mit Wasser gefüllten Einsturzbecken des deutschen Zechsteingebietes zeigt die „Bernshäuser Kutte" in der Rhön die größte mittlere Böschung, welche $34^1/_2{}^0$ beträgt (Halbfaß, Über einige Einsturzbecken im NW Thüringen und in der Vorderrhön. Globus, Bd. LXXXI, pag. 8). Diesem Einsturzbecken kommt der Wiedensee am Südrande des Harzes mit 30° mittlerer Böschung nahe (Halbfaß, Über Einsturzbecken am Südrand des Harzes. Archiv f. Landes- und Volkskunde d. Provinz Sachsen, Jg. XIV, pag. 82).

[2] Neischl, l. c., pag. 12.

[3] Vergl. neben den bereits angeführten Schriften auch Archiv für Landes- und Volkskunde der Provinz Sachsen, Jg. XIII, Taf. IV.

in Hessen eine dem I. Typus entsprechende asymetrische Gestalt[1]). Den Gegensatz des steilen und flachen Ufers des „Schönsees“ in der Rhön erklärt Halbfaß[2]) durch die ungleiche Mächtigkeit der eingestürzten Höhlung. Es läßt sich nicht leugnen, daß die Gestalt und die Dimensionen des einstürzenden Hohlraumes die Form der dadurch entstehenden Bodeneinsenkung beeinflussen können. Dieses ist aber nur dann der Fall, wenn das Gipslager von einer dünnen Lehmschicht bekleidet wird. Ist es dagegen stärker mit Lehm bedeckt, dann kommt die Gestalt des eingestürzten Hohlraumes auf der Erdoberfläche nicht mehr zum Ausdrucke und es bildet sich ein genau trichterförmiger Erdfall, dessen Wände ringsum gleichmäßig geneigt sind.

Vor mehr als einem halben Jahrhundert hat L. Meyn[3]) die Bildung von Erdfällen durch den Einsturz unterirdischer Hohlräume im Gipse in Abrede gestellt. Seine Auffassung der Entstehung von Erdfällen im Gebiete der Gipslager deckt sich vollkommen mit der Bildungsweise der sogenannten „Schwemmlanddolinen“, die von Cvijić[4]) als eine besondere Art von Dolinen behandelt wurden, die ich aber mit Katzer[5]) besser „Bodensenkungsdolinen“ nennen möchte. Es drängt sich nun die Frage, ob überhaupt und eventuell inwiefern unter den Erdfällen der podolischen Gipslager auch echte Bodensenkungsdolinen vertreten sind. Bei der Betrachtung der Art und Weise, wie das Grundwasser in den Gipslagern und den sie umhüllenden Ablagerungen zirkuliert, haben wir gesehen, daß eine geringe Wassermenge sich über dem Gipse sammelt und seine Oberfläche angreift (pag. 714). Somit können auf der Gipsoberfläche flache Vertiefungen oder Schlotmündungen vorhanden sein, in die ein Nachsacken des darüber befindlichen Lehmes erfolgt. Es ist auch möglich, daß ein gewisser Teil der Erdfälle des podolischen Gipsgebietes echte Bodensenkungsdolinen darstellt, immerhin aber ist die weit überwiegende Mehrzahl der Erdfälle Einstürzen innerhalb der Gipslager zuzuschreiben. Die zutreffende Bemerkung von Katzer[6]), daß Bodensenkungsdolinen sich nur dort bilden, wo die Lehmdecke nicht zu stark ist, können wir noch durch weitere Argumente bekräftigen. Eine mächtige Lehmdecke ist auch zu schwer, um eine auf ihrer Unterlage im Auslaugen begriffene Vertiefung länger zu überbrücken und ruckweise nachzusinken. Überdies kann die Vegetation den Lehm nur bis einer solchen Tiefe binden, wo ihr Wurzelwerk noch reicht. Daher werden die tieferen Partien einer mächtigen Lehmdecke von den Wurzeln nicht erreicht und müssen schon bei der geringsten Unebenheit der Unterlage sofort nachgeben. Wenn nun die geringe Mächtigkeit der Lehmbedeckung eine unerläßliche Bedingung der Bildung von Bodensenkungsdolinen ist, so können wir dieselben im

[1]) Halbfaß, Die „Kauten“ in der Nähe von Sontra (Hessen). Globus, Bd. LXXXIX, pag. 92.
[2]) Globus, Bd. LXXXI, pag. 8.
[3]) Die Erdfälle. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges., Bd. II, pag. 318–321.
[4]) Das Karstphänomen, pag. 251 ff.
[5]) L. c., pag. 283.
[6]) L. c., pag. 236.

podolischen Gipsgebiete nur unter den Erdfällen vom I. Typus vermuten.

Von der Höhenlage eines Erdfalls gegenüber dem Grundwasserniveau hängt es ab, ob er trocken oder mit Wasser gefüllt ist. Die Mehrzahl der Trichter im Gipsgebiete Podoliens sind trocken [1]). Wenn der Boden eines Trichters den Grundwasserspiegel anzapft, tritt in seinem Innern eine Quelle zutage. Senkt sich dagegen ein Trichter tiefer in das Grundwasser hinein, dann wird er teilweise mit Wasser gefüllt, beziehungsweise versumpft. In solchen Trichtern, deren Inneres mit tonigen, undurchlässigen Eluvialrückständen des aufgelösten Gipses ausgekleidet ist, sammelt sich das Regenwasser zu vorübergehenden Tümpeln an.

Die Erdfälle können entweder durch einen einzigen Einsturz oder durch mehrere, ruckweise sich vollziehenden Zusammenbrüche erzeugt werden. Insbesondere ist für die größeren Einsenkungen, die morphologisch dem I. Typus angehören, eine Kombination von mehreren Einstürzen höchstwahrscheinlich. Um den Entwicklungsgang der Erdfälle zu verfolgen, denken wir uns den einfachsten Fall, daß ein Erdfall infolge eines einmaligen Einsturzaktes entsteht. Zunächst haben wir eine Einsenkung, deren Wände ziemlich steil abfallen und deren Rand sich scharf abhebt. Das atmosphärische Wasser spült den Lehm von den Rändern weg und schwemmt ihn am Boden der Einsenkung zusammen. Dadurch nimmt ihre Tiefe allmählich ab und gleichzeitig erweitert sich ihr Umfang. Die Einsenkung, deren ursprüngliche Gestalt die einer trichterförmigen Doline war, geht in eine flache, schüsselförmige Terrainmulde mit verschwommenem Umrisse über. Schließlich ist die Einebnung durch das atmosphärische Wasser soweit gediehen, daß die Einsenkung der Bodenkultur zugänglich und früher oder später, ihrer Größe gemäß, vom Pfluge vollständig verwischt wird.

Die weitaus größte Zahl der Gipstrichter ist auf die Pokuciesenkung konzentriert. Ein breiter Streifen der Erdoberfläche, welcher von der Gegend von Tlumacz in SE-Richtung hin, rechts vom tiefen Dniestrcanyon sich erstreckt, ist von zahllosen Erdfällen durchsiebt und verdankt ihnen sein karstähnliches Aussehen [2]). Die außerordentliche Häufigkeit der Trichter ist beiläufig aus folgenden Zahlen [3]) zu ersehen, die nach den betreffenden Sektionen der militärischen Originalaufnahme (1 : 25.000) ermittelt wurden:

---

[1]) Diesen Umstand führt Tietze als Beweis an, daß die Erdfälle nicht durch die oberflächliche Korrosion, sondern durch das Einstürzen unterirdischer Höhlungen entstehen (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XLI, pag. 69).

[2]) Tietze gebührt das Verdienst, den Karstcharakter dieses Gebietes hervorgehoben zu haben (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXVI, pag. 682).

[3]) Zum Vergleiche mag angeführt werden, daß Stache den mittleren Abstand der Dolinen im istrianischen Karste mit 55—75 *m* in Anschlag bringt (Geol. Landschaftsbild des istr. Küstenlandes. Österr. Revue, 1864, II, pag. 200). — Im Paderborner Kreidegebiete konnten bis 42 Erdfälle auf 1 km^2 gezählt werden, ja sogar 19 auf einem Flächenraume, der 0·2 km^2 nicht erreicht (Stille, l. c., pag. 64).

	Anzahl der Trichter pro 1 km^2	Mittlerer Abstand der Trichter in Metern
NW von Horodenka . . .	60—65	125
N und E von Chocimierz	65—85	110—125
N und W von Czortowiec	80—85	110
W von Okno	100	100

In der Nähe der NE-Grenze der Pokuciesenkung nehmen die Trichter rasch an Zahl ab. Zum Beispiel in der Gegend von Niezwiska kann man schon nicht mehr als etwa 30 Trichter auf 1 km^2 zählen. Wenn man endlich Pokucie verläßt und den Südrand des paläozoischen Horstes überschreitet, so sind die Gipstrichter nur eine sporadische Erscheinung, die sich überhaupt nur auf den südlichen Teil des Horstes beschränkt.

Die Gründe einer solchen Verteilung der Gipstrichter, und zwar einer in der Richtung nach N und NE hin erfolgenden Abnahme ihrer Häufigkeit lassen sich in folgenden Punkten zusammenfassen:

1. Wie Teisseyre[1]) nachgewiesen hat, nimmt die Mächtigkeit der Gipslager in derselben Richtung ab, gleichzeitig aber steigt ihre hypsometrische Lage an.

2. Für die Entwicklung des Karstphänomens ist die hypsometrische Lage des Erosionsniveaus gegenüber der impermeablen Unterlage des Grundwassers von einschneidender Bedeutung[2]). In Pokucie vermochte die Erosion nur in den tiefsten Talstrecken die obersten Partien der obercretacischen Mergelkomplexe anzuschneiden, über welchen sich das Grundwasser des Miocäns sammelt. Im paläozoischen Horste dagegen sind die Canyons tief in die impermeable paläozoische Unterlage eingeschnitten, wodurch das Grundwasserniveau sich in einer beträchtlichen Höhe über dem Talboden befindet. Dadurch erfolgt der Abfluß des Wassers im paläozoischen Horste leichter und schneller als in Pokucie, wo es in den Gipslagern oder in den sie umhüllenden Ablagerungen einige Zeit stagnieren kann.

3. In Pokucie sind zwischen den Gipslagern und den impermeablen Kreidemergeln klastische Ablagerungen von einer sehr geringen Mächtigkeit eingeschaltet. Dieses Liegende der Gipslager ist vom Wasser ganz durchtränkt, so daß letzteres sich bis zur unteren Fläche der Gipslager erhebt und dieselbe angreifen kann. Im paläozoischen Horste sind die Gipslager vom mächtigen Lithothamnienkalke unterteuft, der das unterirdische Wasser aufsaugt und in seinen tiefsten Partien aufspeichert. Daher steigt der Grundwasserspiegel nicht bis zu den Gipslagern an und kann dieselben von unten nicht auflösen.

In den versumpften Steppengebieten des nördlichen Podolien (Pantalicha, Poplawy) kommen häufig flache, muldenförmige Einsen-

[1]) Atlas geolog. Galicyi, Heft VIII, pag. 268 und 297.

[2]) Penck, Morphologie der Erdoberfläche, Bd. II, pag. 284. — Grund, l. c., pag. 191 und 192.

kungen der Erdoberfläche vor, deren Entstehung Teisseyre auf die Auslaugung der Gipslager zurückführt[1]). In morphologischer Hinsicht besteht zwischen den durch die Auslaugung von Gips erzeugten Bodeneinsenkungen des südlichen und denjenigen des nördlichen Podolien ein auffälliger Gegensatz. Während die ersteren in ihrer ursprünglichen Form immer den trichterförmigen Dolinen von Cvijić entsprechen und erst nachträglich unter dem mechanischen Einflusse des atmosphärischen Wassers verflachen (pag. 720), tritt uns im nördlichen Podolien die schüsselförmige Form allein entgegen, was offenbar mit der nordwärts sich vollziehenden Abnahme der Gipsmächtigkeit zusammenhängt.

---

6. Über akustische Begleiterscheinungen des Karstphänomens.

Den ersten Anlaß, die Karstfähigkeit des podolischen Senons einer Diskussion zu unterziehen, gab vor mehr als 30 Jahren die Nachricht von einem Schallphänomen, das NE von Zloczów, in der Umgebung der karstähnlichen Einsenkungen im senonen Mergel (pag. 688 ff.) vernommen wurde. Im September 1872 hörten die Hirten ein unterirdisches Getöse, dessen Intensität wechselte und bald stärker, bald schwächer war. Mit kleinen Unterbrechungen dauerte dieses Getöse acht Tage und wurde, wenn auch in abnehmender Stärke, im Umkreise einer halben Meile (unter anderem im Dorfe Podhorce) vernommen. So viel erfahren wir aus einem Berichte von Dr. Krziż, der etwas später diese Gegend besuchte und noch ein „entferntes Geräusch in der Tiefe der Erde“ zu hören glaubte[2]). Dieses Phänomen erinnert an die Detonationen des Reichenauer Berges in Mähren, auf dessen Rücken ebenfalls karstähnliche Einsenkungen im Plänermergel vorkommen[3]). Ich möchte es nicht als einen bloßen Zufall betrachten, daß aus zwei so entfernten Gebieten, wo im Bereiche einer mergeligen, sonst zu Karsterscheinungen nicht neigenden Formation karstähnliche Einsenkungen der Erdoberfläche vorhanden sind, zugleich Nachrichten über akustische Phänomene vorliegen. Wenn auch in beiden Fällen die Berichte der Ohrenzeugen bei weitem nicht genügend sind, um eine Erklärung des seltsamen Phänomens zu wagen, scheint es dennoch angemessen, daran einige theoretische Erwägungen über diesen Gegenstand zu knüpfen.

In einem Gestein, dessen Inneres von umfangreichen Höhlungen durchzogen wird, sind verschiedene Ursachen von Detonationen denkbar. Ein Einsturz der Höhlendecke muß selbstverständlich ein Schallphänomen zur Folge haben, wobei wir mit Knett das Krachen des zusammenbrechenden Gewölbes und „das Aufschlagen der ge-

---

[1]) Atlas geolog. Galicyi, VIII, pag. 155 und 264. — Sprawozdanie Kom. Fizyograf., Bd. XXIX, pag. 182.

[2]) Pamietnik II. zjazdu lekarzy i przyrodników polskich, pag. 153 und 154.

[3]) Tietże, Die geogn. Verhältn. der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. LI, pag. 624 ff.

lösten Gesteinspartien am Boden" unterscheiden können[1]). Überdies könnte noch das Geräusch des in Höhlenkanälen strudelnden Wassers und das Abbröckeln der Gesteinsfragmente von den Höhlenwänden ins Spiel kommen. Durch das letztere hat Sapper die Knallphänomene in Guatemala zu erklären versucht[2]). Wenn aber das Loslösen der Steine von den Höhlenwänden irgendeinen vernehmbaren Schall erregen soll, müssen die Gesteinsstücke genug groß sein oder in einer größeren Menge auf einmal niederfallen.

Beim Durchfahren des podolischen Gipsgebietes haben Alth und Bieniasz des öfteren ein dumpfes Getöse vernommen, als wenn sie über eine Brücke gefahren seien. Sie haben dieses Getöse auf das Rollen des Wagens auf dem Gewölbe eines Hohlraumes zurückgeführt[3]). Es könnte aber das Geräusch ebensogut von Wasserstrudeln in Höhlenkanälen herrühren.

Viel schwieriger ist es, akustische Phänomene mit Karsterscheinungen in Zusammenhang zu bringen, wenn wir mit Kalkgesteinen zu tun haben, in denen das Vorhandensein von Höhlungen ausgeschlossen ist. Gerade um solche Gesteinsarten handelt es sich in den beiden eingangs zitierten Fällen. Im Senon zirkuliert das Wasser nur in engen Klüften und auch im Plänermergel des Reichenauer Berges kann die Existenz von Hohlräumen nicht vorausgesetzt werden. Somit müssen diejenigen schallerregenden Vorgänge, die nur mit größeren Höhlungen vereinbar sind[4]), in Abrede gestellt werden.

Infolge der geringen Festigkeit des Senonmergels sind die Klüfte in demselben immer sehr eng. Wenn aber das Grundwasser stets neue Mengen von Kalkkarbonat aus dem Gesteinsinnern entfernt, so müssen selbstverständlich die über dem Grundwasserniveau befindlichen Mergelpartien um einen sehr kleinen, an der Oberfläche überhaupt nicht merklichen Betrag nachsinken[5]). Höchstwahrscheinlich würde dieses Nachsinken nicht Hand in Hand mit der Ausweitung der Klüfte gehen, vielmehr aber von Zeit zu Zeit, vielleicht erst dank einem geringen äußeren Anstoße, ruckweise stattfinden. Es ist begreiflich, daß ein solcher Vorgang unter Umständen eine Detonation erregen kann und diese Ursache möchte ich vornehmlich für das erwähnte Schallphänomen in der Gegend von Złoczów verantwortlich machen, insofern die Erscheinung sich aus dem spärlichen Berichte beurteilen läßt.

Weitaus schwächer und beschränkter dürfte der akustische Effekt der Auflösungsprozesse sein, die auf der Oberfläche des Senonmergels sich abspielen. Die dolinenähnlichen Vertiefungen in demselben sind mit dichtbewachsenen Eluvialprodukten ausgekleidet.

---

[1]) Knett, Über die Beziehungen zwischen Erdbeben und Detonationen. Sitzungsberichte d. kais. Akademie, math.-naturw. Kl., Bd. CIX, Abt. I, pag. 732.

[2]) Meteorol. Zeitschr., Bd. XVI, pag. 229.

[3]) Atlas geol. Galicyi, I, pag. 37 und 43.

[4]) Das heißt das Einstürzen einer Höhlung, das Loslösen der Steine von den Wänden, das Geräusch des unterirdisch fließenden Wassers und schließlich die Kompression der in Hohlräumen eingeschlossenen Luft.

[5]) An der Bugquelle in Werchobuż ist das Resultat des Nachsinkens sichtbar (pag. 695, Anm. 4).

Bei der Erweiterung der Einsenkung durch fortschreitende Korrosion werden die angehäuften Auflösungsrückstände nachsinken, dabei aber höchstens ein ganz lokales Geräusch zur Folge haben, wie es bei der von Katzer[1]) beobachteten Bildung einer Bodensenkungsdoline der Fall war.

Von den äußeren Einflüssen, die den letzten Anstoß zum plötzlichen Nachsinken von größeren, durch die Erweiterung der Klüfte unterminierten Mergelschollen geben können, kommen die meteorologischen Verhältnisse, und zwar der Luftdruck und der Niederschlag in Betracht. Daß ein hoher Luftdruck das Nachsinken von gelockerten Gesteinspartien herbeizuführen vermag, bedarf keiner weiteren Erörterung. Durch den atmosphärischen Niederschlag wird die Decke der Auflösungsrückstände erweicht und sinkt in die Unebenheiten der kalkigen Unterlage nach. In der Tat haben die bisher beobachteten Fälle der Bildung von Bodensenkungsdolinen nur zur Regenzeit stattgefunden[2]). Bei weitem wichtiger ist aber der Einfluß, den die Niederschlagsverhältnisse ausüben, indem sie den Grundwasserstand beeinflussen[3]). Es liegt auf der Hand, daß ein Nachsinken von Gesteinspartien und eventuell ein damit verbundenes Schallphänomen zur Trockenzeit am wahrscheinlichsten sind, wenn das Niveau des Grundwassers sich erniedrigt und letzteres die ausgeweiteten Klüfte verläßt. Damit würde es übereinstimmen, daß der Reichenauer Berg während eines nassen und kühlen Sommers keine Detonationen vernehmen ließ[4]).

Anhang.

Einige Worte zur Kartenskizze (Taf. XIV).

Die Karsterscheinungen in der „weißen Kreide", im Senon und im Lithothamnienkalke sind ausschließlich auf Grund meiner eigenen Beobachtungen dargestellt worden. Die Erdfälle im Gipsgebiete des südlichen Podolien wurden nach den betreffenden Blättern des „Atlas geologiczny Galicyi" [5]) und der Spezialkarte (1 : 75.000) eingetragen, auf denen ihre Verbreitung sehr deutlich zum Ausdrucke gelangt. Dabei habe ich mich bemüht, durch den Abstand der Punkte voneinander die relative Häufigkeit der Erdfälle mit der tunlichsten Annäherung zu veranschaulichen. Die Einsenkungen in den Gipslagern der Steppengebiete sind nach den Untersuchungen von Teisseyre wiedergegeben[6]). Ich konnte mich aber nicht entschließen, einige von den durch Teisseyre hervorgehobenen Karsterscheinungen auf der Kartenskizze zu berücksichtigen, da ihr Sitz nicht klar ist. Hierher gehören erstens die flachen, von seichten Weihern einge-

[1]) L. c., pag. 285.
[2]) Cvijić, Das Karstphänomen, pag. 251 und 2?3.
[3]) Bei Grundwasserschwankungen von einer kleinen Amplitude dürfte auch ein gewisser Einfluß der Luftdruckschwankungen in Betracht kommen (Nature, Bd. LVI, pag. 298. Meteorol. Zeitschr., Bd. XX, pag. 364 ff.).
[4]) Tietze, l. c., pag. 625, Anm. 2.
[5]) Heft I und IX.
[6]) Atlas geolog. Galicyi, Heft VIII.

nommenen Vertiefungen, die am linken Ikwaufer im nordöstlichen Podolien auf dem Plateau dicht nebeneinander zerstreut sind [1]). Die Vermutung Teisseyres, daß diese Weiher wahrscheinlich mit Gipslagern im Zusammenhange stehen, wird durch kein Gipsvorkommen in der weiteren Umgebung dieser Weiher bestätigt. Meinerseits würde ich die Möglichkeit, sie auf den Lithothamnienkalk zurückzuführen, der in den umgebenden Taleinschnitten als das höchste Schichtenglied zutage tritt, nicht in Abrede stellen. Da aber in der nächsten Umgebung der Weiher eine mächtige Decke von Schwarzerde die älteren Gebilde vollständig verhüllt, muß die Frage nach dem Ursprunge der Weihergruppe vorläufig dahingestellt bleiben. Ebensowenig läßt sich etwas Bestimmtes über die Herkunft der versumpften oder mit Wasser gefüllten Einsenkungen des Miodoboryzuges sagen [2]). Trotz seiner genauen Untersuchungen war es Teisseyre nicht möglich, die Frage zu entscheiden, ob sie auf Gipslager oder auf den sarmatischen Riffkalk des Miodoboryzuges zurückgeführt werden sollen [3]).

Inhalt.

[1]) Ibid., pag. 265 und 266.
[2]) Ibid., pag. 266 ff.
[3]) Ibid., pag. 269.

Erklärung zu Tafel XV.

Karsterscheinungen in den Mergeln der „weißen Kreide".

„Falkiewiczowa dolina", ein Seitental des Złota Lipatales, NW von Monasterzyska.

Die Bildfläche liegt SOO—NWW.

a. Cenoman. — *b.* Mergel der weißen Kreide.

Nach einer photographischen Aufnahme des Verfassers.

Erklärung zu Tafel XVI.

Fig. 1. Ein totes Fenster im Senon südlich von Nadorożniów im polit. Bezirk Brzeżany.

Fig. 2. Ein Erdfall mit anstehendem Gipse in der Nähe des Maierhofes NO von Olejowa Korolówka im polit. Bezirk Horodenka.

Beide Bilder nach photographischen Aufnahmen des Verfassers.

Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen.

Eine Anregung zu weiteren Forschungen.

Von Dr. Otto Ampferer.

Mit 19 Figuren im Text.

Wer heute von einem weitschauenden Gipfel der Kalkalpen mit Aufmerksamkeit sich der Einsicht in die umragende Bergwelt ergibt, wird unschwer zwei grundverschiedene Formenscharen, die aufstrebenden Umrisse der Felsgerüste und die niederfließenden des Schuttwerkes, allenthalben zu erkennen vermögen. Die alpine Landschaft ist von diesen tiefen Gegensätzen völlig durchdrungen.

Der offene, taghelle Schritt der Zerstörung scheidet die liebliche und die alpine Landschaft und hat die letztere so spät erst dem Verständnis der Menschheit nähergebracht.

Stolz, kühn, phantastisch, willkürlich erscheinen die Linien der felsigen Körper, tausendfach gebrochen, rastlos und veränderlich. Die Straßen des Schuttes ziehen im Hochgebirge wie am Strande des Meeres, am Gewinde der Ströme oder in der endlosen Dehnung der Wüste ihre einfachen, wundersam ausgeglichenen, feinen und gelassenen Bogen.

Wir können uns kein mächtig aufwärtsstrebendes Gebirge denken, an dessen Stirnen und Flanken nicht Bänder und Fransen von Schutt die langsam, aber unaufhaltbar vorschreitende Verwesung verkündigen würden.

Das Bild der Zerstörung tritt uns fast an jedem steileren Berghang entgegen und wir sind so sehr daran gewöhnt, daß wir die feinen, unablässig hin und her schwankenden Kämpfe zwischen den Reichen des Abbruches und jenen der Erhaltung völlig übersehen.

Schutthalden, welche nicht genügend von frisch zufallenden Trümmern genährt werden, überwindet in den hier betrachteten Höhenzonen die Vegetation. Umgekehrt vernichtet jeder niederdrängende Steinschwarm die Pflanzendecke, welche er trifft. So besteht zwischen dem wandernden Schutt und der wuchernden Vegetation ein unaufhörliches Kampfspiel. Diese kleinen Kämpfe unterliegen nicht dem Zufall, sondern sind weiteren Gesetzmäßigkeiten untertan, deren Walten sich freilich erst innerhalb von größeren Zeiträumen überblicken läßt.

Es mag hier auf die schon im Laufe von verhältnismäßig wenigen Jahren an vielen Berggehängen vorkommenden beträchtlichen Ver-

änderungen von Schutt- und Vegetationsbesitz hingewiesen werden, welche den Einheimischen an zahlreichen Stellen längst schon aufgefallen sind und die wohl auch die Grundlage für die vielfach auftretenden Sagen von versunkenen Weiden und Kulturstätten bilden.

Eine irgendwie genauere Feststellung jener Veränderungen, welche abseits von den Eingriffen der Menschenhände die freien Gehängebilder unserer Bergwelt umgestalten, ist bisher nicht versucht worden. Da es sich hier um sehr feingliedrige, hochempfindliche Vorgänge handelt, in denen wahrscheinlich die periodenmäßig schreitenden klimatischen Wellen sich wiederspiegeln, so wären diese Erscheinungen sehr wohl auch der Beachtung wert und sollten ebenso wie die Schwankungen der Gletscher oder die Wasserführung der Bäche und Flüsse über weite Gebiete hin dauernd verfolgt und aufgezeichnet werden.

In dieser Arbeit hier sollen nun aber weit bedeutendere und viel weiter zurückgreifende Veränderungen in der Schuttbedeckung der Kalkalpen vorgeführt werden, von denen bisher nicht in größerem Zusammenhang die Rede war.

So sehr man nämlich auf den ersten Blick hin meinen möchte, daß die Schutthalden, welche ja großenteils dem unmittelbaren Angriff der Bäche entrückt sind, in einer stetigen Vergrößerung begriffen seien, so läßt sich zeigen, daß die heutigen Schuttströme unserer Bergflanken klein sind im Vergleiche mit ihren Vorfahren.

Es mag nun überhaupt merkwürdig klingen, von den Schutthalden früherer Zeiten zu reden und denselben gegenüber den jetzt bestehenden eine bestimmte Selbständigkeit zuzuschreiben. Dabei ist vorauszuschicken, daß sich zwei große Gruppen von Schuttanhäufungen scheiden lassen, je nachdem ob dieselben eine allmähliche, mehr zusammenhängende Weiterbildung erfahren oder aber zu einer bestimmten Zeit in der Entwicklung abgebrochen und nun zerstört werden.

Wir können die ersteren, die sich also in ungefähr gleicher Weise fortentwickeln, als „lebendige", die anderen dagegen als „abgestorbene" Schuttmassen bezeichnen. Nur letztere können uns Aufschlüsse über die Schuttverhältnisse vergangener Zeiten eröffnen und mit ihnen werden wir uns im Folgenden zu beschäftigen haben. An den lebendigen Schutthalden ist es, abgesehen von Ausnahmsfällen, meistens unmöglich, tiefere Einblicke in ihren Aufbau zu erlangen. Es ist aber zu bedenken, daß die lebendigen Schutthalden in der Tiefe wohl auch abgestorbene umschließen könnten. Soweit meine Beobachtungen reichen, habe ich keinen hierher gehörigen Fall gefunden, was allerdings auch nicht sehr verwundern kann, wenn man die schroffen Unterschiede in bezug auf Mächtigkeit und Lagerung bedenkt, welche im allgemeinen die abgestorbenen und die lebendigen Schuttfelder trennen. Wie die Verhältnisse in der Natur liegen, so scheint es sehr unwahrscheinlich, daß die lebendigen Schutthalden abgestorbene völlig unter sich zu verbergen vermögen.

Im Folgenden soll nun an der Hand von Überresten zerstörter, meist außerordentlich mächtiger Schuttströme der Nachweis erbracht werden, daß die Schuttbedeckung der Kalkalpen ganz gewaltigen und

eigentümlichen Schwankungen unterliegt. Untersuchungen dieser Art konnten bisher nicht in größerem Umfange aufgenommen werden, weil vor allem die kartographische Ausscheidung und Begrenzung auf den meisten geologischen Karten nicht vorhanden ist und auch gegenwärtig vielfach gar nicht einmal angestrebt wird.

So war es auch dem Verfasser leider nicht möglich, über die Grenzen seiner eigenen Aufnahmserfahrungen hinauszugehen, obwohl dies an und für sich eine wichtige und reizvolle Aufgabe gewesen wäre. Wir besitzen genügend mündliche und schriftliche Andeutungen, daß dieselben Erscheinungen, welche wir hier zu beschreiben gedenken, weithin über die Alpen verbreitet sind. Leider reichen diese Nachrichten nicht zu genauerer Benutzung hin.

Vielleicht gelingt es dieser Arbeit, auch andere Alpenforscher zur Beobachtung dieser eigenartigen Schuttreste anzuregen und so Kenntnisse über weitere Gebirgsteile zu erlangen. Die fast allgemeine Abneigung des Feldgeologen gegen die Untersuchung von jungen Schuttablagerungen steht allerdings dieser Hoffnung ziemlich abweisend gegenüber. Dies ist um so schwerer wiegend, als solche Untersuchungen im Zusammenhange mit der geologischen Landaufnahme am ergiebigsten zu veranstalten sind.

Das Gebiet, aus dem mir selbst nun eingehendere Kenntnisse dieser Erscheinungen zur Verfügung stehen, begreift das Stück der nördlichen Kalkalpen zwischen Kufstein und Reutte in sich.

Die Verteilung der einzelnen Breccienreste ist dabei eine äußerst ungleichmäßige, indem der Gesteinsuntergrund von sehr wesentlichem Einfluß auf das Zustandekommen von solchen verkalkten Bildungen zu sein scheint.

So wurden sowohl in Gebieten des Hauptdolomits als auch in jenen der Jura- und Kreidegesteine keine alten Gehängebreccien getroffen. Wahrscheinlich eignen sich diese Gesteine nicht so sehr wie die Triaskalke zur Verkittung und Zusammenbackung der Trümmer, denn die Neigung zur Erzeugung gewaltiger Schuttströme ist wenigstens dem Hauptdolomit in hervorragendem Maße zu eigen.

Die großen Dolomitgebiete des Karwendelvorgebirges, der Seefelder und Lechtaler Berge, welche innerhalb unseres Untersuchungsfeldes liegen, entbehren solcher Bildungen. Dagegen sind zum Beispiel an der Südseite des Heiterwandkammes, welcher als schmaler, langer Keil von Triaskalken in die Lechtaler Alpen hineindringt, solche Breccien knapp unter dem Steinjöchl erhalten. Hier tritt die Abhängigkeit vom erzeugenden Gestein ganz besonders scharf hervor, da die umliegenden schroffen Kämme aus Hauptdolomit von ausnehmend stattlichen jungen Schutthalden begleitet sind, trotzdem aber nirgends alte Breccien besitzen. So ist es in unseren Bereichen vor allem der helle Wettersteinkalk, oft in Verbindung mit dem älteren Muschelkalk, dessen alte Schuttfelder uns verkalkt in vielen Resten erhalten geblieben sind.

Zusammensetzung und Beschaffenheit der Breccien sind allenthalben so ziemlich dieselben, wenn man von geringeren Unterscheidungen, wie mehr oder weniger starke Verkalkung, Größenverhältnisse der Trümmer, Vordrängen von Schlamm etc. absieht.

Die einzelnen Brocken sind größtenteils ziemlich scharfkantig oder wenig angerundet. Häufig sind sie mit Schlagspuren versehen und ganz von derselben Beschaffenheit wie die Stücke von benachbarten lebendigen Schutthalden, welche denselben Gesteinsreihen entsprungen sind.

Im allgemeinen ist in den frischen Schutthalden weniger fein zerteilter Schutt und Schlamm zu sehen als in den Gehängebreccien, doch kann dies auch darauf zurückgeführt werden, daß wir hier nur den Zustand der obersten Lagen, dort jedoch vor allem den der tieferen vor Augen haben. Es ist aber naheliegend, daß durch die Tätigkeit der einsickernden Wasser eine Anhäufung von Schlamm und Grus in die Hohlräume der tieferen Lagen bewirkt wird.

Wir wollen nunmehr zur Beschreibung der Breccienreste unseres Gebietes übergehen und hier im einzelnen die Eigenart dieser Ablagerungen hervorzuheben versuchen.

Seiner bedeutenden gegenwärtigen Schuttbedeckung entsprechend weist auch das Karwendelgebirge die mächtigsten Reste von alten Gehängebreccien auf. An seinem Südabfall gegen das Inntal sind sie besonders großartig entwickelt und haben auch schon längst, wenn auch nur als Einzelerscheinung, die Aufmerksamkeit der Forscher gefesselt. Hier gibt die sogenannte Höttinger Breccie dem unteren Berggehänge im Norden von Innsbruck mit ihren schroff vortretenden, gelblichgrauen Stirnen ein charakteristisches Ansehen. Mächtige Steinbrüche sind da in ihren Leib hineingetrieben, von denen besonders einer durch seine breite Trümmerhalde auffällt, die wie eine Lederschürze zwischen den grünen Hügeln herabhängt. Ein großer Teil der Gebäude Innsbrucks ist mit Beihilfe dieser Breccie aufgerichtet. Leider verliert das Gestein gegen die Tiefe zu viel von seiner Festigkeit, so daß die Aussichten für den Weiterbetrieb der Steinbrüche nicht allzu günstige sind.

Die weite Bekanntheit verdankt diese Breccie einerseits dem Einschluß einer reichen diluvialen Flora, anderseits dem Umstande, daß sie sowohl von Grundmoränen über- als auch unterlagert wird. Diese Verhältnisse haben es nach langen Hin- und Herbemühungen gestattet, das Alter der Breccie im Anschlusse an den Gang der großen Vergletscherungen innerhalb ziemlich enger Grenzen zu bestimmen. Das kann in solcher Weise von keinem der anderen Breccienreste im einzelnen erwiesen werden.

In ihrer Gesamtheit bildet die Höttinger Breccie vom Südgrat des Brandjochs bis zur Vintlalpe eine etwa $6^{1}/_{2}$ *km* breite Gehängeverkleidung, welche im Westen bis über 1900 *m* emporsteigt, gegen Osten, allmählich an Höhe abnehmend, zwischen 1800 und 1700 *m* ausstreicht. Tiefe Furchen haben die ehemals zusammenhängende Decke in einzelne Lappen und Zungen zerschnitzelt, außerdem verhüllen Waldkleider und darüber gebreitete junge Schuttfelder manche Teile.

Da die Höttinger Breccie nicht nur die bestbekannte, sondern auch bei weitem großzügigste Bildung ihrer Art in unserem Gebiete vorstellt, möge dieselbe eine etwas eingehendere Beschreibung erfahren.

Die Breccie zeigt sich als eine verkalkte Vereinigung ungleicher Mengen von dunklen und hellen Kalken, Dolomiten, Mergeln, grauem und rotem Sandstein, deren Heimat die Solsteinkette als Untergrund und Umgebung ist. Zu diesen meist scharfkantigen Bestandteilen treten noch da und dort zentralalpine Gerölle. An einzelnen eingeschlossenen Geschieben ist Gletscherschliff und Ritzung beobachtet worden. Die eckigen Stücke tragen selten Verwitterungsoberflächen und keine Spuren längeren Wassertransports.

Größe und Anordnung der Trümmer ist fast genau wie bei wasserreichen Murgängen, worauf auch das viele feinzerriebene Material deutet, das oft Schlammlagen bildet, meistens aber die größeren Brocken mörtelartig umkrustet. Solche Schlammlagen finden sich besonders in den unteren, flach geneigten Teilen der Brecciendecke. Die Bestandteile zeigen eine strenge Abhängigkeit von dem Aufbau des Untergrundes. Besonders schön erweist dies die Zone des roten Sandsteines. Die Breccie, welche höher als der Sandstein ansteht, besitzt eine weißlich- oder gelblichgraue Färbung, jene, welche tiefer liegt, dagegen eine rötliche.

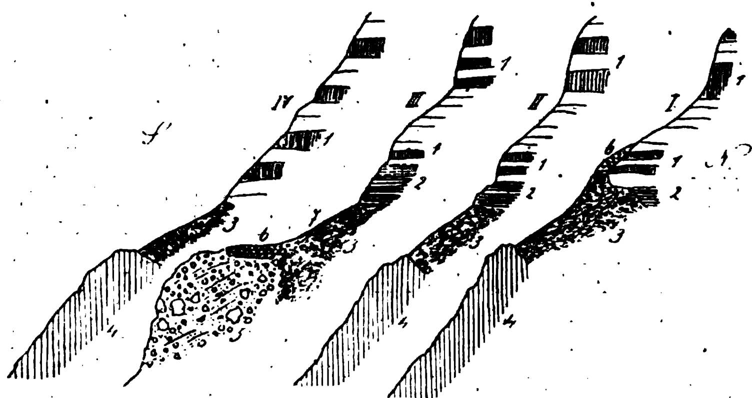
Ihre Schuttmassen sind fast überall gut geschichtet, die flach liegenden Teile dicker, die steil am Gehänge aufsteigenden dagegen dünner. Die dicken, fast horizontalen Lagen sind von großer Regelmäßigkeit über längere Strecken hin und haben vielfach beträchtliche Schlammlagen zwischeneinander. Die steilen Lagen zeigen deutlich ausspitzende und anschwellende Schichten und die ganze Ablagerung hat hier die unruhige Art vielfach sich überdeckender und lange wiederholter Aufschüttung an einem steilen, ungleich geformten Gehänge. Zwischen den festeren Bänken sind die loseren weichen herausgebrochen und dadurch Ursache vielfacher Höhlenbildungen geworden. Öfters scheint die jetzige Gehängeform der Anlage der Breccienschichtung zu widersprechen. Größere tektonische Veränderungen haben die Breccie nicht betroffen. Dagegen sind kleinere schollenartige Zerspaltungen und Absenkungen, welche besonders die flach geneigten Teile der Decke senkrecht durchschneiden und so basteienartige Bildungen schaffen, an zahlreichen Stellen zu finden.

Denkt man sich die Höttinger Breccie aus dem Relief der Solsteinkette herausgenommen, so würde dieses dadurch wesentlich verändert. Die Breccie ist nämlich durchaus nicht als eine gleichförmige Decke ausgebreitet, sondern sie erreicht bei 950—1000 *m* Meereshöhe ihre stärkste Mächtigkeit. Bergab bleibt sie annähernd gleich oder wird schmächtiger, bergauf verschmälert sie sich rasch. Die Gegend ihrer mächtigsten Anhäufung ist gleichzeitig die Austrittzone des roten Sandsteins und es macht den Eindruck, als ob hier vor der Ablagerung der Breccie eine Terrasse gewesen wäre, hinter der sich das Gebirge steil und wandartig erhob. Die Breccie schüttete diese Terrasse zu und glich so die allgemeine Gehängeneigung aus.

Die interessanten Beziehungen der Höttinger Breccie zu der unter- und überlagernden Grundmoräne sowie zu den mächtigen Sanden und Schottern der Inntalterrassen sind durch den Einschnitt, welchen die neue Hungerburgbahn geschaffen hat, jetzt bequemer zu übersehen. Freilich muß man die neuen Aufschlüsse mit den alten in den

Gräben oberhalb und östlich der Weiherburg zusammenhalten, wenn der Einblick ein vollständiger sein soll. Ich habe Profile beigegeben, welche das Verhältnis der Breccie zu der unterliegenden Grundmoräne zeigen. Bei der Wichtigkeit, welche diese Aufschlüsse für die Glazialgeologie des Inntales besitzen, war es jedenfalls von großem Werte, daß nicht nur die Deutung als Überlagerung, sondern auch jene als Anlagerung mehrfach in Betracht gezogen wurde. Heute ist die Frage endgültig dahin entschieden, daß die Grundmoräne nicht später zufällig in eine Höhle der Breccie hineingepreßt wurde, sondern daß dieselbe älter als die Breccie ist und von dieser erst überlagert wurde. Diese Entscheidung geht schon aus einer genauen Prüfung der altbekannten Aufschlüsse der Weiherburggräben hervor und ist

Profil I—IV.



Die Profile I, II und III sind aus dem östlichen, IV aus dem westlichen Weiherburggraben.

1. Festere Bänke der Höttingerbreccie. — 2. Tiefere, weichere Lagen mit einem Band von lockeren Brocken roten Sandsteines. — 3. Grundmoräne. — 4. Grundgebirge. — 5. Grobblockige, undeutlich schräg geschichtete Höttingerbreccie. — 6. Verkitteter Terrassenschotter. — 7. Hangschutt.

durch die neuen Zugaben des benachbarten Bahnaufrisses weiter ergänzt und gesichert worden.

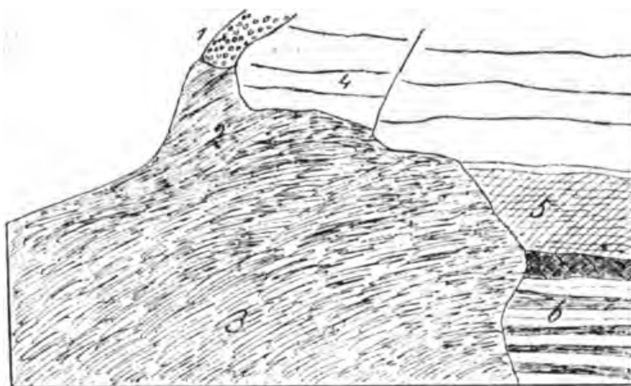
Die Grundmoräne (Profil I—V) ist zwischen Grundgebirge und Breccie längs einer über 400 *m* langen Strecke erschlossen. Die Grenzfläche der Breccie fällt dabei von Osten gegen Westen um ungefähr 30 *m*. Da die Breccie in dieser Gegend nahezu horizontal gebankt ist, so schneiden ihre einzelnen untersten Lagen, welche sich durch verschiedene Festigkeit und Gesteinsführung auszeichnen, schräg an der Grundmoräne ab. Höhlen bilden sich nun tatsächlich an den Abbrüchen der Breccie mit großer Vorliebe, doch folgen sie, da sie ja durch Herauswittern von weicheren Lagen entstehen, stets genau der Schichtung. Die Höhle, welche wir hier anzunehmen hätten, würde eine ganz außerordentliche Länge besitzen müssen und dabei

schräg zum Ausstrich der Schichtlagen angeordnet sein. Eine Höhle dieser Art ist heute in dem ganzen Gebiete der Gehängebreccien nicht zu finden.

Gegen eine Gleichstellung der unteren und oberen Grundmoränen lassen sich aber auch noch andere Beweise erbringen. Wir wissen, daß die obere Grundmoräne jünger ist als die Terrassensedimente, weil sie dieselben an zahlreichen Stellen als Decke überzieht.

Knapp östlich und westlich von den Weiherburggräben streben nun die Lehnen, welche aus den Terrassensedimenten erbaut werden, weit über die Höhe der unteren Grundmoräne empor. Diese Gräben stellen so tiefe Erosionseinschnitte dar, welche notwendig jünger als die Terrassensedimente sein müssen. Da der steile Wandabbruch der

Profil V.



Aufschluß an der Ostecke des östlichen Weiherburggrabens.

(Vergrößerung von Profil I.)

1. Südfallende Lage verkitteter zentralalpiner und kalkalpiner Gerölle. — 2. Grundmoräne, vorzüglich lehmig. — 3. Grundmoräne, reich an gekritzten Geschieben. — 4. Lage von feinerem Kies und Schlamm. — 5. Band von roten Sandsteinbrocken. 6. Feinerer Kalkschutt.

Breccie gegen das Inntal von den Sanden und Schottern der Terrassen überkleidet wird, muß er hienwiederum älter als diese sein. Wir haben nun zwei Möglichkeiten vor uns. Bestand die Höhle, welche heute von der unteren Grundmoräne erfüllt wird, schon vor der Ablagerung der Terrassensedimente, so mußte sie unbedingt von den Sanden und Schottern zugeschüttet werden. Es ist nun aber schon äußerst unwahrscheinlich, daß der Inntalgletscher eine zwischen vorspringenden Berghängen zurückliegende, mit Sand und Schotter zugemauerte Höhlung freigefegt und dafür mit Grundmoräne ausgefüttert hätte. Wie müßte bei einem solchen Vorgange die Grundmoräne mit Sand und Schotter vermengt worden sein! Zudem müßten sich doch auf den seitlichen Schotterlehnen, welche unmittelbar an den Grundmoränenstreifen anstoßen, die Fortsetzungen dieser Grund-

moräne vorfinden. Das ist nicht der Fall. Die Zone der unteren Grundmoräne ist streng und scharf auf die Grenze zwischen Grundgebirge und Breccie beschränkt. Sie tritt nirgends auf die seitlich anlagernden Terrassensedimente über.

Entstand die Höhle erst nach der Abtragung der Terrassensedimente, so gelten die vorhin angeführten Gründe ebenso. Wir erkennen, daß in beiden Fällen eine hier mit großer Gewalt hereingeschobene Grundmoräne aufs innigste mit Sand und Schotter vermengt sein müßte. Während nun die obere Grundmoräne tatsächlich in ihren unteren Lagen sehr von Sand und Schottereinschlüssen verunreinigt ist, fehlen solche der unteren Grundmoräne.

Betrachten wir jetzt die Aufschlüsse entlang der neuen Hungerburgbahn (Profile VI, VII)! Wir finden eine bei 260 *m* hohe Lehne, welche in mehrfachem Wechsel von meist horizontal geschütteten

S. **Profil VI.** *N.*

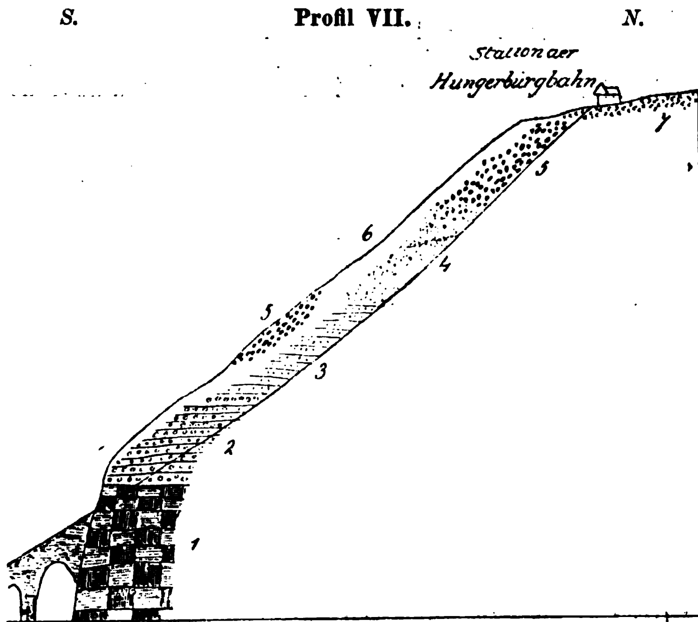
1. Grundgebirge. — 2. Schotter. — 3. Mehlsande. — 4. Höttingerbreccie. — 5. Grundmoräne. — 6. Jüngerer Schutt.

Schottern und Sanden aufgebaut wird. An einzelnen Stellen tritt schräge Schichtlagerung hervor, wie sie die Ablagerungen eines unruhig hin und her flutenden Flußgeäders zeigen, dessen Wege ebenso wie seine Wasserführung vielfältigem Wechsel unterworfen sind. Verhältnismäßig stark ist die Beteiligung von feinen, mehligen Sanden. In der Höhe tritt die eckige Stirn der Höttinger Breccie kräftig hervor und zwingt dadurch die Bahn, sich von den Vorhügeln mit etlichen kecken Bogen frei emporzuschwingen.

Das Verhältnis der oberen Grundmoräne zu den Terrassensedimenten und der Breccie wird erst im obersten Abschnitt dieser Anschürfung bloßgelegt. Besser als eine ausführliche Beschreibung weisen die beigegebenen Profile die hier entblößten Ablagerungen. Als wichtigsten Befund haben wir hier über der Höttinger Breccie Mehlsande und Schotter, unzweifelhafte Reste der Terrassensedimente. Dieselben übersteigen also die Stirn der Höttinger Breccie. Nach oben gehen dieselben allmählich in eine sandige, schlammige Grundmoräne über,

welche erst in ihren oberen Lagen zur deutlichen Inntaler Grundmoräne wird und reichlich gekritzte Geschiebe führt, unter denen sich ziemlich selten auch solche von Höttinger Breccie befinden. Wir wissen, daß an anderen Stellen diese Grundmoräne unmittelbar der geschliffenen und geschrammten Decke der Höttinger Breccie aufruht. Treten wir von diesen Aufschlüssen etwas auf die nun erstiegene Terrassenhöhe zurück, so sehen wir über der oberen Grundmoräne jüngeren geschichteten, eckigen Schutt vordrängen, der alle Gesteinsarten des höheren Berggehänges sowie zahlreiche zentral-

Profil VII.



1. Höttingerbreccie. — 2. Vorzüglich zentralalpine Schotter. — 3. Diese Schotter enthalten gegen oben mehr kalkalpine Gerölle. — 4. Mehlsande, welche gegen oben in eine sandige schlammige Grundmoräne übergehen. — 5. Klare Grundmoräne. — 6. Verwitterungszone. — 7. Jüngerer kalkalpiner Schutt.

alpine Gerölle und in großer Menge Stücke der Höttinger Breccie umschließt.

Zusammen mit den naheliegenden Erschließungen der Weiherburggräben haben wir hier nun charakteristische Schnitte durch die obere und untere Grundmoränenzone. Es ist ganz ausgeschlossen, beide Gebilde als gleichzeitige miteinander verbinden zu wollen.

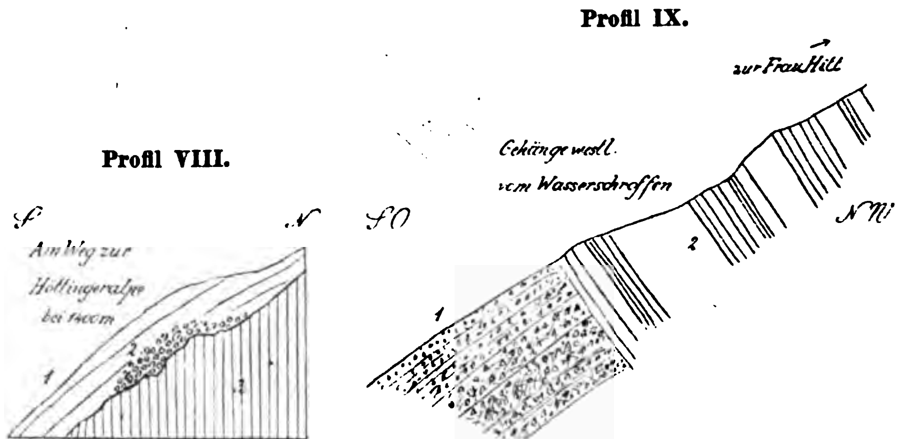
Nachdem wir nun an der unteren Endigung der Höttinger Breccie ihr Verhältnis zu den anderen glazialen Ablagerungen erkannt haben, wollen wir noch einige bisher nicht bekanntgewordene Erscheinungen aus der Gegend ihrer oberen Grenze zur Darstellung bringen.

Durch die Anlage des neuen Steiges zur Höttinger Alpe (1480 *m*) wurde in dem ersten Graben östlich der Alphütten bei 1400 *m*

(Profil VIII) ein künstlicher Anschnitt geschaffen, an welchem man über dem Grundgebirge erst eine Lage von losem Gehängeschutt mit einzelnen zentralalpinen Geröllen, dann darüber die festeren Bänke der Breccie wahrnimmt.

Während im allgemeinen die Breccie gegen oben zu sich verdünnt und allgemach auskeilt, setzt sie an manchen Stellen des Brandjochgehänges und zu beiden Seiten der Arzlerreiße unter jähen Felswänden ganz plötzlich ein. Als Beispiel dieser Art mag das beigegebene Profil IX dienen, welches die Aufschlüsse unterhalb des Wasserschrofens (1700 *m*) westlich von der Höttinger Alpe darstellt.

Am Wege, der oberhalb der mächtigen Bergsturznische der Rumermure zur Vintlalpe hinüberführt, treffen wir bei 1510 *m* (Profil X) eine Stelle, wo die oberen Lagen der Breccie verhältnismäßig viele kleine zentralalpine Gerölle enthalten und außerdem eine



Profil VIII: 1. Höttingerbreccie. — 2. Loses Schuttwerk. — 3. Grundgebirge.
Profil IX: 1. Höttingerbreccie. — 2. Grundgebirge.

Grundmoräne mit gekritzten und zentralalpinen Geschieben unmittelbar darauf ruht. Diese Stelle hält aber auch noch deswegen unser Interesse fest, weil wir erkennen, daß die Anfänge der großen Bergsturznische älter sein müssen als die Breccie. Wir finden nämlich am oberen Rande des Abbruches die dachförmig frei vorragenden Bänke der Breccie und außerdem im westlichen Teile der Nische Breccientürme eingebaut, welche ihrer Lage nach nur die letzten Reste einer ehemaligen ungeheuren Schuttausfüllung sein können.

Wir finden also auch am oberen Rande der Breccie, daß ihrer Ablagerung eine mächtige Vergletscherung vorausgegangen sein muß, welche Urgebirgsgesteine hoch an den Südhängen des Karwendels emporgeführt hat. Desgleichen muß ihr eine große Vergletscherung nachgefolgt sein, die ungefähr bis zur selben Höhe (ungefähr 1500 *m*) Grundmoränen über die Breccien verbreitet hat. Die Saat der losen zentralalpinen Findlinge, welche man mit größerer Wahrscheinlichkeit

natürlich der jüngeren Vergletscherung zuzuschreiben hat, steigt ausnahmslos noch etwas über die obere Grenze der Breccie hinauf. So haben wir am Südhange des Brandjoches, am Brandjochboden, bei 1980 *m* das höchste bisher in der Solsteinkette aufgefundene Erratikum noch fast um 100 *m* höher als die obersten Ausspitzungen der Höttinger Breccie.

Die Höttinger Breccie kann sich also nur in einer Interglazialzeit gebildet haben, und zwar, wenn wir der von Penck und Brückner geschaffenen Namensgebung folgen, zwischen Riß- und Würmvergletscherung. Zu dieser Einordnung sind die genannten Forscher ebenfalls gekommen, obwohl sie sich teilweise auf andere Gruppen von Beobachtungen gestützt haben.

S. **Profil X.** *N.*

1. Höttingerbreccie. — 2. Grundmoräne. — 3. Breccienlage mit zentralalpinen Einschlüssen. — 4. Grundgebirge.

Suchen wir nun die anderen Breccienreste auf!

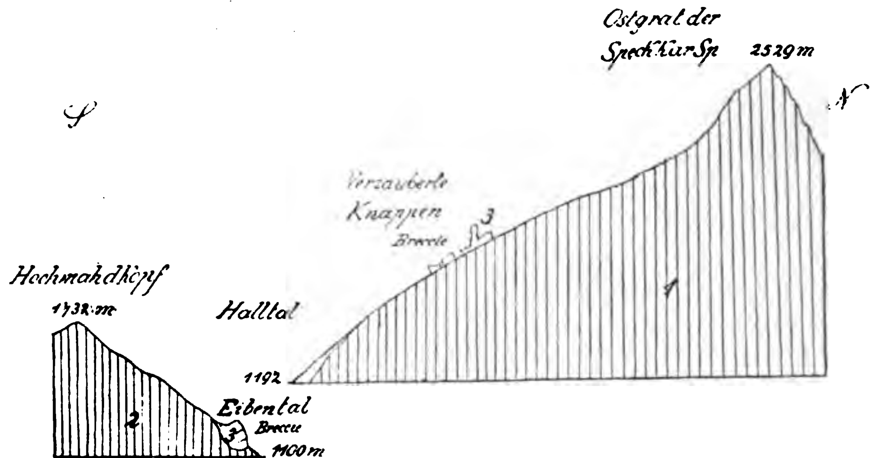
Zu beiden Seiten des großen Ergußgebietes der Höttinger Breccie haben wir am Südgehänge der Hohen Warte und am Törl noch kleinere, weiter abgetrennte Breccienreste. Ersterer erstreckt sich von etwa 1400—1800 *m*, letzterer sitzt unmittelbar der Schneide des Halltaler Törls bei 1774 *m* auf. Brocken aus Wettersteinkalk bilden den Bestand der ersteren Ablagerung, zu deren ursprünglichem Bereiche im untersten Berggehänge bei 700 *m* Höhe zwei kleine Breccienschollen zu zählen sein dürften. Die Breccienkappe auf dem Törl besteht einerseits aus einem Schuttkegel des nördlichen Wildangergehänges (Muschelkalk, Wettersteinkalk), anderseits aus einem des südlichen Zunderkopfes (Werfener Sandsteine, Rauhwacken, dunkle Kalke und Dolomite). Die Schichtbänke dieser Breccie, welche dem

Inntale zufallen, ragen heute mit schroffer, überhängender Wand über die Schlucht herein, welche vom Törl zum Halltal hinabstürzt. Sie zeigt uns nicht nur eine verschwundene, sehr bedeutende Schuttansammlung nahe am Bergkamme an, sondern auch eine scharfe Veränderung des Felsuntergrundes.

Mehrere ganz kleine Breccienschollen aus Muschel- und Wettersteinkalk sind außerdem noch westlich und nördlich von der Thaureralpe vorhanden.

Weiteren Breccien begegnen wir dann an der Südseite des Karwendels zunächst im Halltal (Profil XI), welche hier von einem ganz ungeheuren verfallenen Schuttreichtum dieses Tales und starken seither eingetretenen Erosionseingriffen berichten. In drei ziemlich weit voneinander getrennten Stücken tritt uns hier die ehemals einheit-

Profil XI.



Diese beiden Profile schließen nicht unmittelbar aneinander.

1. Grundgebirge (vorzüglich Wettersteinkalk). — 2. Grundgebirge (vorzüglich Hauptdolomit). — 3. Gehängebreccien aus Wettersteinkalk.

liche Decke unter dem Lavatscherjoch, bei den verzauberten Knappen, am Abhange des Speckkars und im Eibental entgegen.

Es sind verhältnismäßig kleine Überbleibsel.

Die Breccie am Lavatscherjoch erstreckt sich von 1800—2000 *m* Höhe, jene unterhalb des Speckkars von 1700—2000 *m*, die im Eibental von 1200—1400 *m*.

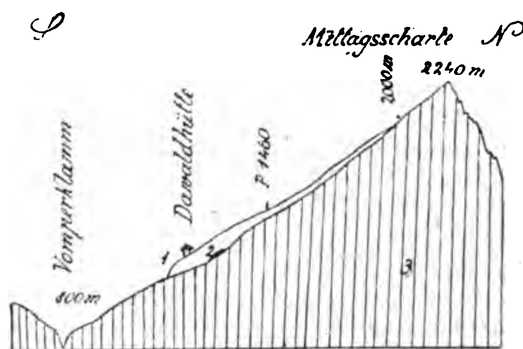
Diese Breccien bestehen nur aus Wettersteinkalktrümmern, und zwar teilweise aus sehr groben. Die beiden ersten Reste lagern auch auf steilabfallenden Platten desselben Gesteines. Dagegen steht letzterer in eine Erosionsfurche des aus Hauptdolomit gebildeten Zunderkopfes eingemauert. Heute lagert dieser Breccienrest hoch über dem Talgrund und wird durch den Einschnitt des Tales von seinem heimatlichen Berggehänge abgeschnitten. Die hier vor unsere Augen tretende

scharfe Erosionswirkung hat natürlich vor allem den Besitzstand der Breccie angegriffen. Wenn wir trotzdem durch Verbindung der heute noch vorhandenen Reste zur Rekonstruktion von Schuttmassen von 100—200 *m* Mächtigkeit in einem so engen, kleinen Tale gelangen, so tritt uns an diesem Beispiel jene durch die Breccien verkündigte merkwürdige Periode der großen Schuttanhäufungen um so klarer hervor.

Schöne und auch zeitlich genauer abschätzbare Aufschlüsse bietet uns das benachbarte größere Vompertal.

Wir haben hier einesteils am Südgehänge des Hochnißlkammes eine von 1200—2000 *m* hinansteigende Gehängebreccie (Profil XII) aus Wettersteinkalk, andernteils am Ausgange der Talklamm einen mächtigen verkalkten Bachschuttkegel. Die Gehängebreccie endet unterhalb der Dawaldhütte (1240 *m*) frei über einem steilen Wand-

Profil XII.



1. Gehängebreccie. — 2. Grundmoräne. — 8. Grundgebirge.

abbruch und muß dereinst bei der überaus jähen Anlage des ganzen unteren Gehänges bis zum damaligen Bachbett hinabgereicht haben. Das heutige Bachbett liegt an der betreffenden Stelle ungefähr in 800 *m* Meereshöhe. Nehmen wir eine gleichtiefe Lage an, so erhalten wir hier für diese Schutthalde eine Höhenentfaltung von etwa 1200 *m*. Wenn wir die mächtigsten Züge der Höttinger Breccie vom Brandjochgehänge zum Vergleich heranziehen, so kommen wir ebenfalls zu Erstreckungen von nahe 1200 *m*.

Schutthalden von solch gewaltigem Abfall sind in dem heutigen Formenschatz des Karwendelgebirges nicht mehr zu finden. In der Breccie bei der Dawaldhütte konnte ich keine zentralalpinen Gemengteile entdecken. In einer Schlucht nordwestlich der Hütte zeigt sich unter den festeren Breccienbänken eine ungeschichtete, lose, grundmoränenartige Lage mit einzelnen gekritzten Geschieben. Von der Jagdhütte aufwärts bis zu dem kleinen Vorsprung bei 1460 *m* liegen auf der Breccie ziemlich viele zentralalpine Gesteine lose herumgestreut. Daß sie nicht etwa aus den obersten Lagen der Breccie

herausgewittert sind und als die widerstandsfähigsten Stücke liegen blieben, geht daraus hervor, daß die Saat von zentralalpinen Findlingen ziemlich gleichmäßig über die unteren Hänge der ganzen benachbarten Bergkämme verteilt ist.

Wenig außerhalb jener Talstrecke, welche früher wahrscheinlich vom Fuß unserer mächtigen Schutthalde überschüttet wurde, beginnen die Reste eines großen Bachschuttkegels, welcher ins Inntal hinunterdrängt.

Seine innersten Teile sind auf einer Dolomitschulter des linken Berghanges gegenüber dem Eck des Ummelberges in 820 *m* Höhe zu finden, am rechten Ufer innerhalb und oberhalb der Pfannenschmiede bei etwa 700 *m*. Besonders an letzter Stelle zeigen die dicken Bänke dieses Konglomerats eine ganz flache Lagerung, die talauswärts rasch zunimmt und gegen 30° erreicht. In seinen äußeren Teilen zerschneiden steil südfallende Verwerfungsklüfte seinen Körper und zeigen kleinere Absenkungen längs dieser Flächen an.

Die Gesteine stammen zum weitaus größten Teile aus dem Einfangbereiche des Vomperbaches und weisen jene für kurzen Bachschub eigentümliche unvollkommene Anrundung der Ecken auf. Nicht selten finden sich bis kopfgroße Gerölle von zentralalpinen Gesteinen darin aufbewahrt. Wenn wir den heutigen Bachschutt mit diesem alten vergleichen, so ähnelt er ihm sehr, wenn auch so große und zahlreiche zentralalpine Blöcke, wie sie heute der Bach mitschleppt, in dem Konglomerat nicht zu sehen sind.

Die weithin aufgerissenen Bänke dieses alten Schuttkegels fallen schräg über den jetzigen Bachlauf gegen Südwesten und lassen den Scheitel ihrer Aufschüttung erheblich weiter im Osten unter der Vomperberger Terrasse vermuten.

Seine von der Erosion scharf beschnittene Oberfläche wird von mächtigen, horizontal geschichteten groben Schottern bedeckt, welche öfters mit feinen Sanden wechsellagern. Diese Terrassensedimente wiederum werden auf der Höhe der Vomperberger und Gnadenwalder Terrasse von Grundmoränen überzogen.

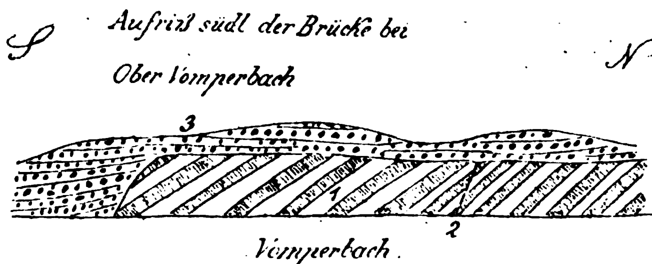
Wie schon bemerkt, wurde der Schuttkegel von einem weiter östlich ins Inntal mündenden Bach aufgeschüttet. Der neue Bachlauf, welcher den Kegel wieder entzweigesägt hat, legt nun in der Tiefe dieser neuen engen Schlucht zwischen Grundgebirge und Konglomerat ältere Grundmoräne bloß. Hier bilden senkrecht stehende Schichten von dunklen Kalken und schwarzen Mergeln eine kleine Felsschwelle, deren Oberfläche sich als prächtig geglättete und gekritzte Fläche zeigt. Die Schrammen streichen ungefähr ostwestlich. Dieser schönen Gletscherschliffläche ist unmittelbar eine 4—6 *m* mächtige, stark bearbeitete Grundmoräne aufgelagert, die vor allem aus kalkalpinem Material besteht, jedoch auch viele kleine zentralalpine Geschiebe birgt. Die Bedeutung dieses Aufschlusses liegt nun darin, daß aus der Lage und Beschaffenheit des Schliffes und der Grundmoräne der sichere Schluß gezogen werden muß, daß diese Moräne nicht etwa später hereingepreßt worden sein kann, sondern bereits vor der Bildung des Konglomerats hier niedergelegt wurde. Ich habe früher

im Anschlusse an die Anschauungen Pencks den alten Schuttkegel des Vomperbaches für ein Gebilde erklärt, das zur Zeit der Aufstauung der Terrassensedimente im Inntale entstand.

Eine neuerliche Prüfung der Tatsachen hat mir diese Altersbeziehung als unwahrscheinlich hingestellt.

Der Schuttkegel ist in allen seinen Teilen gleichmäßig und einheitlich in bezug auf Zusammensetzung, Verkittung und Aufbau. Die Grenze gegen die an- und auflagernden Inntalschotter und Sande ist überall, wo sie erschlossen ist, scharf und unvermittelt. Keine Spur einer Vermischung oder Wechsellagerung mit den Terrassensedimenten ist irgendwo zu sehen. Die 20—30° geneigten Schichtlagen stoßen schroff mit ihren Köpfen an die meist horizontal geschütteten Schotterlagen. Die Konglomeratbänke unterteufen das heutige Innbett und sie sind von Verwerfungen betroffen. Zwischen der Ablagerung dieses Schuttkegels, seiner Verkalkung und der Anlagerung der Schotter muß eine bedeutende Erosionsperiode eingeschaltet sein. Diese Ero-

Profil XIII.



1. Alter, verkalkter Vomperschuttkegel. — 2. Verwerfungskluft. — 3. Grobes, meist zentralalpines Gerölle.

sion hat nicht nur die obere Decke beschädigt, sondern auch den Fuß des Kegels stark angegriffen. Südlich der Brücke bei Ober-Vomperbach (Profil XIII) sehen wir die steil gestellten und verworfenen Bänke des Konglomerats scharf und eben abgeschnitten und von flachgelagertem, grobem Gerölle bedeckt, das vorzugsweise von zentralalpinen Gesteinen abstammt.

Es fragt sich nun, gehören die Gehängebreccie des Hochnißls und der alte Vomperschuttkegel derselben Zeit an oder nicht? Von der Gehängebreccie wissen wir, daß sie vor der letzten Vergletscherung entstanden sein muß, da sie ja bis 1460 *m* von Urgebirgsgeschieben übersät ist. Der alte Schuttkegel ist älter als die Terrassensedimente und die darüber streichenden Grundmoränen. So steht innerhalb dieser Grenzen einer Gleichzeitigkeit nichts im Wege. Von vornherein ist es jedenfalls sehr wahrscheinlich, daß einer so gesteigerten Schuttbildung an den Berggehängen auch eine erhöhte Anhäufung von Schuttlasten am Ausgange eines so engen und ziemlich kurzen Tales entspricht.

Die weiteren Breccien des Karwendelgebirges verteilen sich auf das Hinterautal, das Karwendeltal, den kleinen Ahornboden und die Gegend der Eng.

Im Hinterautal begegnen wir an der schroffen Plattenwand, mit welcher der Südabfall der Sonnenspitze gegen den Eingang des Roßloches gepanzert steht, einem kleinen Brecciennest (1500—1600 *m*), das ähnlich den verzauberten Knappen des Halltales in verwegener Stellung an den jähen Wänden klebt.

Es ist verkalktes Trümmerwerk von Wettersteinkalk, das uns hier den einstigen Bestand einer steilen und hohen Schutthalde verrät.

An der Westseite desselben Berges hat die Klamm des Moserkarbaches zwischen 1500—1800 *m* wieder eine Wettersteinkalkbreccie aufgeschlossen, welche zu beiden Seiten auf den Felsleisten über der jungen Klamm des Baches lagert. Sie wird an mehreren Stellen von schlammiger Grundmoräne überlagert, welche gekritzte Geschiebe umschließt und eine dem geringen Talumfange entsprechende schwache Bearbeitung aufweist.

Eine längere Strecke talauswärts begegnen wir dann im Hinterautal in der Schlucht des Kienleitengrabens wieder einem verkalkten Schuttkegel bei 1100 *m* Höhe, welcher einer Grundmoräne mit sehr schönen gekritzten Geschieben aus Wettersteinkalk aufgesetzt ist. Am Gehänge des Kienleitenkopfes steigen die zentralalpinen Findlinge, welche von Westen her in das geschlossene Gebiet der Karwendel- Eigenvergletscherung eindrangen, schon beträchtlich über die Höhe dieses Schuttkegels empor.

Am Ausgange des Hinterautales ins Scharnitzer Becken treffen wir südlich und nördlich der Ache unter hell weißlichen, stark bearbeiteten Grundmoränen, welche auch zentralalpine Gerölle umfassen, die Überbleibsel eines festen Konglomerats.

Dasselbe setzt sich vor allem aus abgerundeten Geschieben der Talgesteine zusammen, denen als seltene Beigaben zentralalpine Gerölle, sowie gekritzte Kalkgeschiebe beigefügt erscheinen. Diese Konglomeratreste (etwas unter und über 1000 *m* Höhe) sitzen unmittelbar dem Grundgebirge auf und der südlich der Ache gelegene Rest bildet eine Wandstufe, welche das Niveau der heutigen Ache unterteuft. Wir werden später an der Mündung des Gaistales ins Leutascher Becken ganz ähnlichen Erscheinungen gegenüberstehen.

Das Karwendeltal enthält knapp unter dem Sattel der Hochalpe (Profil XIV) einen Breccienrest, der in mehrfacher Hinsicht interessant ist. Unterhalb der obersten Straßenschlinge tritt an der Westseite des Hochalpsattels zwischen 1540—1670 *m* eine mächtige, geschichtete, verkalkte Schuttmasse zutage, welche nach oben an Festigkeit verliert und mit den hell weißlichen Grundmoränen verwachsen ist, welche das Joch übersteigen und auf denen die Hütten der Hochalpe erbaut stehen. Diese Schuttmasse besteht aus meist etwas angerundeten Stücken von Wetterstein- und Muschelkalk. Sie enthält viel feineres Material und zeigt eine flach gegen Norden abfallende Bankung. Der Zusammensetzung und Ausbildung nach hat

dieser Schutt Ähnlichkeit mit schlecht bearbeiteter und wieder umgelagerter kalkalpiner Grundmoräne. An einzelnen Geschieben wurde undeutliche Glättung und Schrammung erkannt.

Die Grundmoränen, welche dieses Konglomerat überdecken und sehr schöne gekritzte Geschiebe führen, reichen sowohl erheblich höher hinauf als auch tiefer hinunter. Die Grundmoränen überschreiten sogar die aus unterem Muschelkalk gebildete Jochschwelle (1804 *m*) und erreichen an der Ostseite gegen den kleinen Ahornboden hinunter stellenweise bedeutende Mächtigkeit. Nahe der Jochhöhe finden wir an der Ostseite unmittelbar auf Felsbuckeln (1700 bis 1800 *m*) kleine Reste von Grundmoräne und von einer Muschel-Wettersteinkalkbreccie.

In dem nördlichsten Graben, welcher vom Joch zum kleinen Ahornboden hinabzieht, steht zwischen 1400—1500 *m* wieder eine Scholle eines Konglomerats an, das jenem an der Westseite des

Profil XIV.



1. Gehängebreccie. — 2. Grundmoräne. — 3. Grundgebirge.

Hochalpsattels gleichartig ist. Die Grundmoränen, welche an diesem Gehänge mächtig entwickelt sind, streichen darüber hin. Überschreiten wir Spielist- und Hohljoch, so treten wir an der Ostseite des letztgenannten Joches in ein Brecciengebiet ein, welches im Karwendelgebirge nächst der Höttinger Breccie die größte Ausdehnung innehat.

Der Verbindungskamm zwischen Hohljoch und Gamsjoch ist, allerdings nicht ganz zusammenhängend, in einer Breite von mehr als 2 *km* zwischen 1300 und 1800 *m* Höhe von Gehängebreccien überkleidet. Die stellenweise riesigen Abbruchstrümmer dieser Brecciendecke haben besonders innerhalb der Engalpe einen großen, jungen Schuttkegel aufgehäuft, über welchen der Weg zum Hohljoch eine längere Strecke hinansteigt.

Wie sehr die Erosion diese Decke und ihren Untergrund angegriffen hat, läßt sich besonders anschaulich an der Südseite jener wilden Schlucht (Profil XV) erkennen, welche zum Gumpenjöchl emporgreift. Hier sehen wir die Bänke dieser vorzüglich aus Muschel-

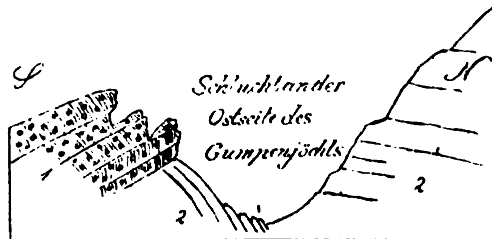
kalk erbauten Breccie in mächtigen Überhängen frei über die tiefe Schlucht hinausragen. Unterhalb des Hochlegers der Laliderer Alpe stellen sich spärliche Reste einer Grundmoräne mit gekritzten Geschieben über der Gehängebreccie ein.

Zum Schlusse mag hier noch eine mächtige Gehängebreccie aus Wettersteinkalk ihre Erwähnung finden, welche an der Nordseite des Karwendelkammes dem schroffen Absturz der Viererspitze östlich von Mittenwald unmittelbar angelehnt ist. Dieselbe ist zwischen 1100 und 1400 *m* Höhe erschlossen. Bis zu ihrer oberen Grenze wird sie von lose ausgestreuten zentralalpinen Findlingen überdeckt.

In dem östlich vom Karwendel gelegenen Sonnwendgebirge ist mir nur eine Breccie dieser Art bekannt geworden.

Sie liegt an der Westseite der Ebnerspitze südlich von der Buchaueralpe zwischen 1200—1300 *m* Höhe und stellt eine verkalkte Trümmerhalde aus Muschelkalk und Wettersteinkalk dar.

Profil XV.



1. Gehängebreccie. — 2. Grundgebirge.

Dieses Vorkommen ist deshalb bemerkenswert, weil es uns nahelegt, wie gern diese Gehängebreccien in unserem Gebiete dem Auftreten der unteren Triaskalke folgen. Die Ebnerspitze besteht nämlich in dem hier in Betracht kommenden Teile gerade aus solchen Gesteinen, während sonst im Sonnwendgebirge die unteren Gehänge größtenteils von Hauptdolomit erbaut werden.

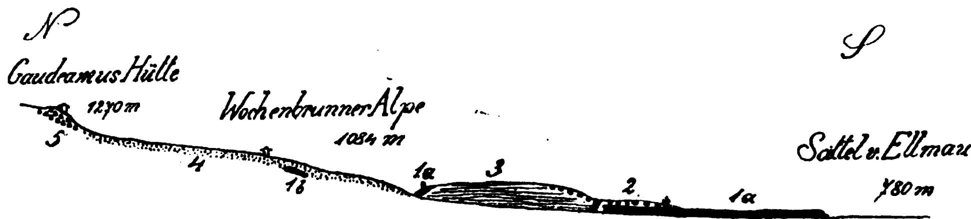
Das Konglomerat aus Achentalgesteinen, welches am Käsbach oberhalb von Jenbach unter Bändertonen, Sanden, Schottern und Grundmoränen aufgeschlossen ist, dürfte wohl auch zu den hierhergehörigen Ablagerungen zu zählen sein. Dieses Konglomerat streicht zwischen 670 und 730 *m* aus und ist durch einen Erosionsschnitt scharf von den teilweise schräg geschütteten Terrassensedimenten geschieden. Es ist ebenso wie der alte Schuttkegel des benachbarten Vomperbaches nicht mit den Terrassensedimenten als gleichzeitig anzusehen.

Am Guffert, jener formenschönen Hochschneide nördlich des Steinberger Beckens, entdeckte ich vor Jahren am Steig von Steinberg herauf bei 1400 *m* Höhe einen kleinen Rest einer Wettersteinkalkbreccie. Bis in diese Höhe finden sich dortselbst auch zentral-

alpine Geschiebe ausgesät. Noch weiter im Osten trägt der wilde Kaiser an seinem Südgehänge mehrere kleine Brecciennester im Buchinger und Wochenbrunner Graben, bei der Josefshütte, Steg- und Kaisermannalpe. Es sind durchaus kleine Vorkommen von verkalktem Gehänge- oder Bachschutt, vorzüglich aus Trümmern von Wetterstein-Muschelkalk und Buntsandstein bestehend. Die Aufschlüsse des Wochenbrunner Grabens (Profil XVI) gewähren hier die beste Übersicht.

Wenn wir vom Sattel von Ellmau, der noch tief in die Terrassenschotter eingeschnitten ist, über den Schuttkegel des Hausbaches aufwärts steigen, so begegnen wir an seiner Ostseite einer breiten niedrigen Terrasse, welche in den unteren Teilen aus teilweise verkalkten Geröllen des Wochenbrunnertales aufgebaut wird. Buntsandstein, Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Kalke und Hauptdolomit sind in dem Schutt vertreten. Die reiche Führung von rotem Sandstein bedingt die rötliche Färbung der Schuttbänke. Zentralalpine Gesteine habe ich in dieser Breccie (Konglomerat) keine gefunden.

Profil XVI.



1a. Breccie aus Gesteinen des Wochenbrunner Tales mit Geröllen von Buntsandstein. — **1b.** Breccie aus Gesteinen des Wochenbrunner Tales ohne Gerölle von Buntsandstein. — **2.** Terrassenschotter. — **3.** Grundgebirge. — **4.** Inntaler Grundmoräne. — **5.** Blockwall des Küblkargletschers.

Über dieser Breccie breiten sich gegen den Berghang zu buntgemengte Terrassenschotter aus, welche sehr viele zentralalpine Gerölle enthalten.

Weiter taleinwärts nimmt uns eine Schlucht von Buntsandstein auf, an deren Ende wir wieder einen Rest der früher beschriebenen Breccie (Konglomerat) in schräger Lage beobachten können. Gleich dahinter tritt dann eine riesige Einfüllung von stark bearbeiteter Grundmoräne auf, in welcher zahlreiche geschliffene, gekritzte Geschiebe und vielerlei zentralalpine Gerölle eingeschlossen sind.

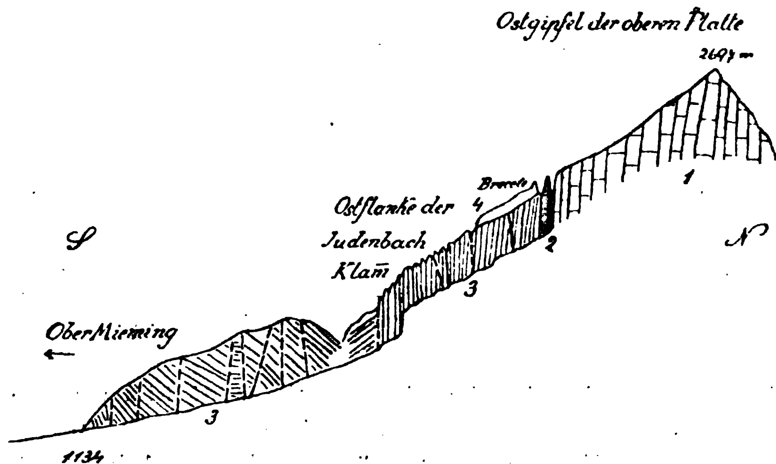
Wir haben eine großartige Anhäufung von Inntaler Grundmoräne vor uns, wie sie in den Tal- und Alpmulden der Südseite des wilden Kaisers vielfach entwickelt ist und hier bis zu Höhen über 1300 *m* emporreicht.

Etwas unterhalb der Wochenbrunner Alpe steht ein bescheidener Rest einer Gehängebreccie aus Wettersteinkalk, Muschelkalk, Hauptdolomit und Raibler Kalk an.

Derselbe wird vollständig von der Inntaler Grundmoräne eingedeckt. In dieser habe ich auch zwei abgerundete und angeschliffene Stücke einer ganz ähnlich aussehenden Breccie entdeckt.

Die Grundmoränenmasse erscheint in der Umgebung der Wochenbrunner Alpe durch Furchen kräftig zergliedert. Diese tiefe Ausfurchung der Grundmoränendecke, welche besonders schön bei der Steinberger Alpe und im Wegscheidgraben zu sehen ist, dürfte sehr wahrscheinlich auf die Wirkung der Gewässer der Lokalgletscher der Rückzugsstadien zurückzuführen sein. Zwischen 1200—1300 *m* erhebt sich dann am Eingange ins Küblkar ein stattlicher, grobklotziger Moränenwall, auf dem die Gaudeamushütte erbaut steht.

Profil XVII.



1. Wettersteinkalk. — 2. Raibler Schichten. — 3. Hauptdolomit.
4. Gehängebreccie.

Wir erkennen somit, daß die Breccien- und Konglomeratreste des Wochenbrunner Grabens, welche ursprünglich zusammenhingen, schon vor der Ablagerung der Terrassenschotter und Inntaler Grundmoränen stark von der Erosion zerfressen waren.

Wenden wir uns nunmehr wieder gegen Westen, so treffen wir im Mieminger Gebirge, und zwar vor allem an dessen Südseite die Gehängebreccien in mächtiger Entfaltung.

An der Südseite des Karkopfes und der Hochwand bedecken Breccien (vorzüglich aus Wettersteinkalk) von 1300 *m* aufwärts bis gegen 1900 *m* große Felder der steilen Felsgehänge.

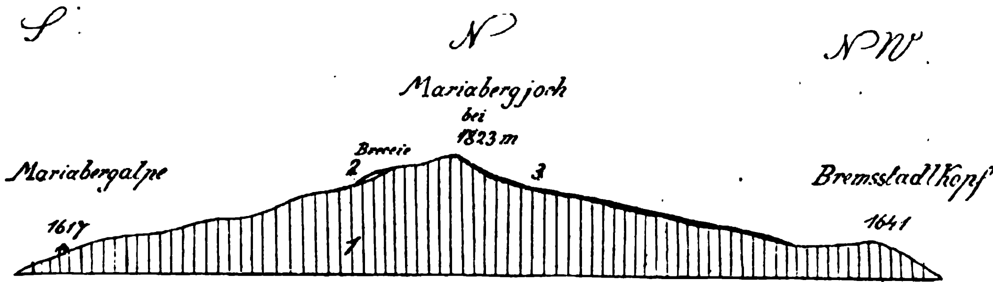
In den tieferen Lagen sind hier kleine zentralalpine Gerölle gar nicht selten eingeschlossen.

Daneben stellt sich oft grobes Blockwerk aus Wettersteinkalk ein.

Der Breccienrest an der Südseite der Hochwand reicht bis zur Schwelle des Kars zwischen diesem stolzen Gipfel und dem Karkopf hinan. Da die Bänke dieser Breccie vielfach in die Lüfte ausstoßen, hat sie jedenfalls schon eine scharfe Verminderung ihres Besitzstandes erfahren. Freie zentralalpine Fundstücke schweifen an diesem Gehänge bis zum Sattel der Niedermunde 2065 *m* empor.

Weiter westlich haben wir an der Südseite der Oberen Platte zu beiden Seiten der ungeheuren Judenbachschlucht auf den Judenköpfen und am Henneberg Kappen von Gehängebreccien. Sie bestehen aus ziemlich kleinen Trümmern von Wettersteinkalk und bilden besonders auf den Judenköpfen dicke, nach drei Seiten frei ausstreichende Bänke. In der Breccie auf den Judenköpfen (Profil XVII) sind als große Seltenheit zentralalpine Einschlüsse gefunden worden. Es ist hier ohne weiteres klar, daß diese Breccien sich bei der heutigen Berggestaltung ohne ganz ungeheuerliche Aufschüttung nicht auf diesen scharfen Kämmen hätten bilden können. Sie liegen auf Haupt-

Profil XVIII.



1. Grundgebirge. — 2. Gehängebreccie. — 3. Grundmoräne.

dolomit und Rauhwacken knapp unter dem hohen, breiten Wettersteinkalkgehänge der Oberen Platte und stellen deren alte verkalkte Schuttfelder dar. Jetzt kollert der Schutt dieser hohen Felsgehänge über die jähe Schlußwand in die Judenbachschlucht hinunter. Es müßte also dieser mehrere hundert Meter tiefe Abgrund erst mit Schutt vollgestopft werden, bevor derselbe dann auf den Seitengraten aufgehäuft und verkittet werden könnte. Es ist viel wahrscheinlicher, daß zur Zeit der Entstehung dieser Breccien die Judenbachschlucht bei weitem nicht so tief eingerissen war. Diese Breccien schließen bei 1972 und 2194 *m* nahe an den Wettersteinkalk der Oberen Platte an. So stellt die Breccie auf den Judenköpfen auch das höchste Vorkommnis in unserem Gebiete dar.

Kleine Breccienfelsen sind nördlich und nordöstlich der Mariabergalpe zwischen 1750—1900 *m* Höhe erhalten geblieben.

Die eine dieser Breccienschollen (Muschelkalk, Wettersteinkalk) an der Südseite des Mariabergjoches (Profil XVIII) knapp unter der Einsattlung ist schon im Jahre 1882 von Penck beschrieben worden.

Ihre Oberfläche ist abgerundet, stellenweise ist sogar noch Gletscherschliff mit Schrammen vorhanden.

Die freien zentralalpinen Sendlinge schreiten hier westlich vom Mariabergjoch bis zu 2000 *m* Höhe empor. Östlich von dem eigentlichen Jochübergang beginnt bei P. 1823 ein Streifen von stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne, welcher sich an der Nordseite des Joches fast 1 *km* lang bis zum Bremsstadelkopf 1641 *m* hinabzieht.

Zahlreiche gekritzte Geschiebe sowie viele zentralalpine Gesteine sind in dieser feinschlammigen und außerordentlich hoch gelegenen Grundmoräne des Inntalgletschers enthalten. Die Schrammen auf der Breccie und auf dem Gletscherschliff im Hauptdolomit unter der Grundmoräne weisen vom Joche gegen Biberwier.

Jenseits der breiten Einsenkung des Mariabergjoches haben wir am Südhange der Handschuhspitze zwischen 1800—1900 *m* einen kleinen Rest einer aus Wettersteinkalkstücken erbauten Gehängebreccie. Bis in diese Höhe und noch darüber reichen die freien zentralalpinen Geschiebe. An dem Südfuße des Wannecks östlich von Nassereith ist ein festes Konglomerat angebaut, das wahrscheinlich auch mit den Gehängebreccien in Verbindung zu bringen ist. Zahlreiche kalkalpine und zentralalpine Bachgerölle sind hier verbunden zu einem nur stellenweise horizontal geschichteten Konglomerat, das eine Höhenlage von etwas über 1000 *m* erreicht. An seinem Westabbruche zeigen sich mehrere steile Verwerfungsklüfte, welche hier die ungeschichteten Konglomeratmassen in einzelne Basteien zerfällen. Geschiebe dieses Konglomerats sind in die Schotter und Grundmoränen der Umgebung aufgenommen. Den steilen Wänden dieses Konglomerats sind Terrassensedimente angelagert, welche auch darüber emporsteigen und bei Holzleithen mächtige Grundmoränen über sich haben.

Ein mächtiger Erosionsschnitt trennt dieses Konglomerat von den eindeckenden Terrassensedimenten und den oberen Grundmoränen.

Ein ganz vereinzeltes Auftreten einer Gehängebreccie wurde an der Südseite des Tschirgants bei Roppen entdeckt. Hier kleben zwischen 1700 und 1900 *m* Höhe am Felsgehänge des Tschirgants kleine Felsen einer Wettersteinkalkbreccie, von welcher der mächtige Bergsturz der Weißen Wand einen großen Teil hinuntergerissen und südlich des Inns bei Mayrhof ausgebreitet hat.

Der kleine, aber stolz gezackte Kamm der Arnspitzen, welcher Karwendel- und Wettersteingebirge verbindet, besitzt an seiner Nordseite eine Gehängebreccie aus Wettersteinkalk, die von 1080—1600 *m* emporstrebt. In ihr wurden keine zentralalpinen Teilchen gefunden, doch überzieht eine Saat derselben bis 1300 *m* aufwärts die dortigen Gehänge. Auch heute ist in derselben Bergrunse ein Schuttkegel angelegt, doch bleibt dessen Spitze um 200 *m* unter der oberen Grenze der Breccienreste zurück. Die Leutascher Ache hat am Bergfuß unter diesem jungen Schuttkegel eine deutliche Inntaler Grundmoräne freigeschnitten, in welcher gekritzte und zentralalpine Geschiebe stecken.

Das Wettersteingebirge beherbergt an seinem Südabhang mehrere, aber durchaus kleinere Breccienuester.

An der Mündung des Berglenbaches treffen wir zu beiden Seiten bei 1100 *m* schmale, aus Muschelkalk und Wettersteinkalk erbaute Breccienlagen. An der Südseite des Ofelekopfs steht eine aus denselben Gesteinsarten hervorgegangene Gehängebreccie zwischen 1500 und 1700 *m* Höhe an. Dieses Gebiet ist bis zu 1750 *m* hinauf mit zentralalpinen Trümmern bestreut, welche hier im Puitentale unter der Leutascher Dreitorspitze sogar zwischen den stattlichen jüngeren Moränenwällen kleiner Eigengletscher noch erhalten geblieben sind. In der Gegend von Ober-Leutasch stellen sich zu beiden Seiten der Ache wieder mehrfach Reste eines Konglomerats ein, das aus den Geschieben der Ache aufgebaut ist, dazu aber als Seltenheit auch zentralalpine Gesteine führt. Letztere sind im heutigen Schutt der Ache bei weitem häufiger. Schollen dieses Gesteins treten am Weitachersee und östlich davon im Walde sowie im Bereiche der Oberle-Mähder, am Klammbach und bei den Öfen hervor.

Die Lagerung ist mit Ausnahme einer Stelle meist angenähert horizontal. Nur bei den sogenannten Öfen am Eingang ins Gaistal begegnen wir steiler Neigung der Schichtbänke wie am Vomperbache. Die Schichtflächen weisen auf einen jetzt nicht mehr vorhandenen Steilhang an der Westseite der Öfen hin. Auch dadurch erinnert dieser Aufschluß an den Vomper Schuttkegel, daß auch hier die steilen Schichtlagen das heutige Bachbett untertiefen. Diese Erscheinung ist um so auffallender, als knapp daneben in der Schlucht das Konglomerat unten und oben flach gebankt erscheint.

An den meisten Aufschlüssen überlagern deutliche Inntaler Grundmoränen diese nach Ausbildung und Lagerung offenbar zusammengehörigen Konglomeratreste. Sie verraten uns einen sehr mächtigen und weit ausgedehnten flachen Schuttkegel, welcher das Leutascher Becken erfüllte.

Die Ähnlichkeit der Verhältnisse in den Becken von Leutasch und Scharnitz tritt aufs deutlichste vor Augen. Beiderseits sehen wir am Ausgang Konglomerate, welche die Niveaus der Achen untertiefen. Dieselben enthalten Urgebirgsgesteine und werden von stark bearbeiteten Grundmoränen überdeckt. Es ist sehr wahrscheinlich, hierin den Ausdruck von gleichzeitigen, bedeutenden Schuttausladungen an den Talmündungen zu erblicken, die der lebhaften Schutthäufung an den inneren Berggehängen entsprechen.

Als letztes Vorkommnis an der Südseite des Wettersteins sind noch einige kleine Felsen eines Wettersteinkalkbreccie südlich vom Zugspitzgatterl zwischen 1800—2000 *m* Höhe anzuführen.

Die Lechtaler Alpen sind bei dem lebhaften Vordrängen des Hauptdolomits und der Liasfleckenmergel in dem hier betrachteten Abschnitte sehr arm an Gehängebreccien.

Das kleine, sehr hoch gelegene Nest an der Südseite des Steinjöchls im Heiterwandzuge haben wir schon erwähnt. Es stellt eine verkalkte Schutthalde des steilen Wettersteinkalkgehänges dar, dem es zwischen 2080—2150 *m* aufgeklebt ist. Ergänzt man diesen Rest zu einer vollen Schutthalde, so muß dieselbe ihren Fuß aufs tiefer unten liegende Hahntennjoch gesetzt haben. Der Inntalgletscher

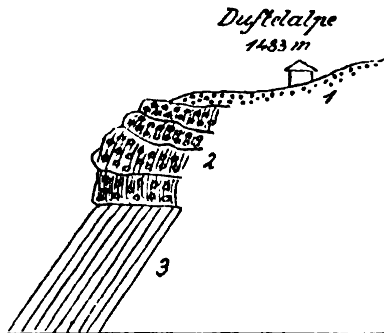
dürfte wahrscheinlich auch das Steinjöchl 2208 *m* überschritten haben, weil in allen Tälern nördlich der Heiterwand kleinere und größere Stücke des sehr charakteristischen Gosaukonglomerats des Muttekopfes zu finden sind.

Weit weg von diesem Aufschluß begegnen wir bei Lermoos am Südhang der Upspitze bei der Duftelalpe zwischen 1440—1480 *m* einer merkwürdigen Gehängebreccie (Profil XIX) aus Plattenkalk und Kössener Schichten.

Die genannte Alpe lagert auf einer flach, aber unregelmäßig geschichteten Breccie, in der ich keine zentralalpinen Bestandteile herauslesen konnte. Auf ihr ruht eine dünne Decke von schwach bearbeiteter Grundmoräne, zu deren Inhalt auch zentralalpine Gerölle gehören.

Freie zentralalpine Sendlinge sind über die Hänge der Umgebung bis gegen 1600 *m* aufwärts angeordnet.

Profil XIX.



1. Grundmoräne. — 2. Gehängebreccie. — 3. Grundgebirge.

Auch diese Breccie bricht gegen Süden und Westen frei über steilen Gehängen ab. Sie kann nur bei ganz ungeheurer Aufschüttung oder bei stark verändertem Grundgebirge gebildet worden sein. Die letztere Annahme erscheint als die wahrscheinlichere.

Wenn wir nunmehr die geschilderten Breccien und Konglomerate überschauen, welche in dem leider eng begrenzten Untersuchungsfelde zu unserer Kenntnis gelangt sind, so heben sich trotzdem schon eine Reihe von charakteristischen Zügen deutlich hervor.

Die Gehängebreccien und die ihnen höchstwahrscheinlich zugeordneten alten Bachschuttkegel werden nirgends mehr in ihrer Eigenart weitergebildet. Sie sind an allen Stellen von einer offenbar schon lange und kräftig angreifenden Erosion überfallen worden.

Sie stellen so ausgestorbene Typen von Schuttansammlungen dar. Die alten Bachschuttkegel untertiefen mehrfach die heutigen Bachsohlen, die alten

Gehängeschuttfelder lassen sich trotz ihrer gewaltigen Verminderung fast durchwegs höher hinauf verfolgen als die benachbarten lebendigen Halden. Ganz gewaltige Dimensionen sind für diese Gebilde in jeder Richtung charakteristisch. Schutthalden von solcher Höhe und Breite, Bachschuttkegel von so steiler Schüttung sind heute in den betreffenden Gebieten nicht mehr vorhanden.

Gehängebreccien und Bachschuttkegel sitzen meistens direkt dem Felsgrunde auf. Als trennende Zwischenschicht sind nur schmale Lagen von Grundmoräne vorhanden. Zur Zeit der Ablagerung dieser Gebilde müssen also die Gehänge in hohem Maße von älterem Schutt befreit und die Täler sehr tief ausgekehrt gewesen sein.

Wir haben in unserem Gebiete die Gehängebreccien nie im Innern eines Kars getroffen, obwohl diese heute die vorzüglichsten Sammelkästen des frischen alpinen Schuttes darstellen. Ebenso bleiben die alten Breccien überall scharf von den vielfach sehr mächtigen jungen Schuttwällen der Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung geschieden.

Die Saat der freien zentralalpinen Sendlinge steigt meistens noch über die obere Grenze der Gehängebreccien empor. Ihr Eigenbesitz an solchen Gesteinen ist ganz außerordentlich arm zu nennen.

Jene Anhäufungen von oft riesig großen und zahlreichen Urgebirgsblöcken, wie sie heute in Gehängefurchen und in Bachbetten der Kalkalpen entlang dem Inntale so vielfach zu finden sind, wurden bisher in ihnen nirgends entdeckt. Stets handelt es sich nur um vereinzelte und ziemlich kleine Stücke von Urgebirgsfelsarten.

Wenn wir die Verbreitung dieser Reste verfolgen, so sehen wir, daß von den 35 hier berücksichtigten Vorkommnissen 3 (Hochalpe, Viererspitze, Arnspitze) nordseitig, 1 (Hohljoch-Gamsjoch) ostseitig und 31 süd- oder westseitig gelegen sind.

Heute ist die Nordseite in diesen Gebirgen die schuttreichste. Die Höttinger Breccie erlaubt von allen Breccienresten unseres Gebietes die genaueste Zeiteinordnung und Verbindung mit dem Ablauf der großen Vergletscherungen.

Die Zeitgrenzen für die Bildung der übrigen Breccien und Konglomerate, welche hier beschrieben wurden, sind so weit, daß nichts im Wege steht, alle in einen und denselben Zeitabschnitt zu verlegen und der Höttinger Breccie als gleichartige, gleichzeitige Gebilde an die Seite zu stellen. Die vielen gemeinsamen Züge lassen eine solche Annahme, welche natürlich nicht unmittelbar bewiesen werden kann, als sehr wahrscheinlich erkennen.

Wir hätten so in den Gehängebreccien und den zugeordneten Bachschuttkegeln die Zeugen einer bestimmten Interglazialzeit (Riß-Würm- Interglazialzeit nach Penck und Brückner) vor uns, in welcher in verhältnismäßig sehr schuttarme und tief ausgefegte Täler ganz gewaltige Schuttlehnen und Schuttkegel eingetragen wurden.

Die Befreiung von dieser allgemein gesteigerten Zuschüttung kann wohl nur als das Werk einer neuerlich und gewaltig wirkenden Vergletscherung (Würmvergletscherung) verstanden werden.

Die Land- und Süsswassergastropoden vom Eichkogel bei Mödling.

Nebst einer Besprechung der Gastropoden aus dem Mioeän von Rein in Steiermark.

Von M. Schlosser in München.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XVII).

Einleitung.

Vor kurzem sandte mir Herr Pater Stephan Richarz in St. Gabriel bei Mödling eine Anzahl Gesteinsproben mit Land- und Süßwasserschnecken vom Eichkogel für die Münchner geologisch-paläontologische Sammlung, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte.

Schon ein rascher Überblick genügte, um mir die Wichtigkeit dieser Fauna zu zeigen, denn die Arten erwiesen sich teils als solche, die bisher nur aus dem französischen Pliocän bekannt wären, teils aber als durchaus neu mit Ausnahme der *Helix goniostoma*, der einzigen Art vom Eichkogel, welche von seiten Sandbergers wirkliche Beachtung erfahren hatte, denn sonderbarerweise läßt uns bei der Bestimmung der an dieser Lokalität vorkommenden Land- und Süßwasserschnecken sein sonst so vorzügliches Werk vollkommen im Stich. Er erwähnt außer dieser Art nur noch die Funde einer *Pupa* und des *Planorbis cornu* am Eichkogel und in dem Hörnesschen *Planorbis Reussi* vermutet er eine verdrückte *Hyalina*.

Auch Hörnes hat in seinem Werk über die Conchylien des Wiener Beckens nur zwei Arten von dieser Lokalität beschrieben, nämlich *Planorbis pseudoammoneus* und den ebenerwähnten *Planorbis Reussi*.

Mit den geologischen Verhältnissen des Eichkogels haben sich zwar verschiedene Forscher, Čžižek[1], Karrer[2], Fuchs[3]) und

[1]) Haidingers Berichte über die Mitteilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien, Bd. V, 1849, pag. 187. Es werden hier folgende Arten aufgezählt: *Helix agricolus Bronn, Planorbis pseudoammonius Voltz, subcarinatus Charp., Melania subulata Brocc., Valvata piscinalis Lam., Limnaeus sp.*

[2]) Der Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1859, pag. 25.

[3]) Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. Ibidem 1870, pag. 128.

zuletzt Vacek[1]) beschäftigt, sie unterließen es jedoch, die hier vorkommenden fossilen Land- und Süßwasserschnecken zu bestimmen und die Zusammensetzung dieser Fauna zu untersuchen. Der meist ziemlich ungünstige Erhaltungszustand dieser Schnecken, vorwiegend sind es nur Steinkerne, war freilich auch nicht verlockend zu einer monographischen Bearbeitung und so kam es, daß diese Fanna bis heute der Beschreibung harren mußte.

Im Interesse der Sache war dies jedoch keineswegs bedauerlich, denn eine naturgemäß so wenig umfangreiche und daher auch wenig auffällige Arbeit wäre vermutlich sehr leicht übersehen worden und am wenigsten hätte man aus einem etwaigen Übersehen den französischen Autoren einen Vorwurf machen können. Gerade solche waren es jedoch in erster Linie, welche sich seit dem Erscheinen des Sandbergerschen Werkes mit jungtertiären Land- und Süßwasserschnecken beschäftigt haben. Es hätte also leicht der Fall eintreten können, daß manche überflüssige Synonyme entstanden wären, wodurch die stratigraphische Bedeutung dieser Fauna völlig verkannt worden wäre. Jetzt hingegen, nachdem die wichtigen Arbeiten von Fontannes und Depéret über die neogenen Land- und Süßwasserschnecken im östlichen und südlichen Frankreich vorliegen, ist diese Möglichkeit so ziemlich ausgeschlossen und daher auch eine geeignete Basis geschaffen für das Studium der Fauna vom Eichkogel.

Den größeren Teil des untersuchten Materials verdanke ich, wie schon erwähnt, Herrn Pater Stephan Richarz in St. Gabriel bei Mödling. Eine wichtige Ergänzung hierzu bilden die Gesteinsproben, die mir Herr Hofrat Prof. F. Toula in bekannter Liebenswürdigkeit zur Untersuchung übersandt hat, denn sie stammen aus einer Schicht, welche unter meinem übrigen Material nicht vertreten war. Sie gewähren mir aber auch zugleich die Garantie, daß mein Material, soweit wenigstens die eigentlichen Süßwasserkalke in Betracht kommen, für die Bearbeitung der Fauna genügen dürfte, denn sie enthalten, abgesehen von zwei überaus seltenen und dazu nicht sehr günstig erhaltenen *Pupa*-Spezies und einer zweifelhaften *Valvata*, durchwegs die nämlichen Arten wie die Gesteinsproben der Süßwasserkalke, die mir Herr Pater Stephan Richarz geschickt hatte.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, beiden Herren für ihr mir erzeigtes Entgegenkommen meinen herzlichsten Dank auszudrücken. Herrn Hofrat Prof. Fr. Toula bin ich außerdem zu großem Danke verpflichtet, daß er die Veröffentlichung meiner Arbeit in dieser Zeitschrift vermittelt hat.

An die Untersuchung der Gastropoden vom Eichkogel glaubte ich auch eine kurze Besprechung der etwas älteren Land- und Süßwasserschnecken von Rein in Steiermark anknüpfen zu müssen, denn diese Fauna kommt, weil räumlich dem Eichkogel von allen miocänen Fundpunkten zunächst gelegen, als Entstehungszentrum seiner Tierwelt in erster Linie in Betracht. Ich beschränkte mich jedoch hierbei vollkommen auf die Benutzung der Literatur, da ich keinen Anlaß hatte,

[1]) Über Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel. Ibidem 1900, pag. 169.

die Richtigkeit der zuletzt von Penecke unternommenen Bestimmungen anzuzweifeln. Ich bin nur darin abweichender Meinung, daß ich für die Fauna von Rein ein geologisch jüngeres Alter annehmen zu müssen glaube, aus Gründen, von denen freilich dieser Autor bei Abfassung seiner Arbeit unmöglich eine Ahnung haben konnte.

Was den Erhaltungszustand der vorliegenden Land- und Süßwasserschnecken betrifft, so ist er zumeist ein recht ungünstiger, denn nur die Exemplare aus den Quelltuffen besitzen noch die Schale. Dagegen sind die Stücke aus den weißen Süßwasserkalken nur als Steinkerne überliefert. An den Steinkernen aus den grauen Süßwasserkalken und aus den graubraunen Süßwassermergeln hat sich zwar öfters noch ein kreidiger Überrest der Schale erhalten, allein während des Zeichnens blätterte auch dieser größtenteils ab, weshalb die Abbildungen der aus diesen Lagen stammenden *Pupa*-Arten die im Text erwähnten Querrippchen nicht mehr erkennen lassen. Überhaupt ist die Erhaltung gerade dieser Arten ein so dürftiger, daß ich sie nur deshalb mit *affinis* angeführt habe, um zu zeigen, daß am Eichkogel relativ viele Typen dieser Gattung vorkommen, deren Individuenzahl freilich eine sehr geringe ist. Ein Ignorieren dieser dürftigen Reste hätte jedoch ein falsches Bild von der Zusammensetzung der Fauna gegeben, weshalb ich es für richtiger hielt, sie doch kurz zu besprechen und abbilden zu lassen.

München, im Mai 1907.

Verzeichnis der Literatur.

Bourguignat J. R., Histoire malacologique de la colline de Sansan. Annales des Sciences geologiques, Tome XI, 1880—1881.

Depéret C. et Delafond F., Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes des lignites et de minerais de fer. Études des gîtes minéraux de la France, Paris 1893.

Depéret C. et Sayn G., Monographie de la faune fluvio-terrestre du Miocène supérieur de Cucuron (Vaucluse). Annales de la Société Linnéenne de Lyon, Tome LXVII, 1900.

Fischer et Tournouer, Animaux fossiles du Mont Lebéron. Étude sur les Invertébrés, Paris 1873.

Fontannes F., Le vallon de la Fuly et les environs d'Heyrieu. Étude stratigraphique et paléontologique. I. Annales de la Société d'Agriculture, Histoire naturelle et Arts utiles de Lyon, 1875.

Fontannes F., Les terrains néogènes du Plateau de Cucuron. IV. Étude stratigraphique et paléontologique pour servir à l'histoire de la periode tertiaire dans le bassin du Rhône. Bull. de la Société géol. de France, Paris 1878.

Fontannes F., Description de quelques éspèces nouvelles ou peu connues. V. Étude stratigraphique et paléontologique. Annales de la Société d'Agriculture, Histoire naturelle et Arts utiles, Lyon 1879.

Gobanz J., Die fossilen Land- und Süßwassermollusken des Beckens von Rein in Steiermark. Sitzungsberichte der kaiserl. Akademie der Wissenschaften, mathem.-naturw. Klasse, Wien B XIII, 1854.

Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Univalven. Wien 1856.

Locard A., Description de la faune de la molasse marine et d'eau douce du Lyonnais et de la Dauphiné. Archives du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon, Tome II, 1878.

Michaud G., Description des coquilles fossiles des environs de Hauterive (Drome). Journal de Conchyliologie 1862.
Neumayr M., II. Beitrag zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. XIX, 1869.
Pallary P., Sur les mollusques fossiles, terrestres, fluviatiles et saumâtres. Mémoires de la Société géologique de France, Nr. 22, 1901.
Penecke K. A., Die Molluskenfauna des untermiocänen Süßwasserkalkes von Rein in Steiermark. Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellschaft, 1891.
Penecke K. A., Beiträge zur Kenntnis der Fauna der slawonischen Paludinenschichten. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients, 1886.
Sandberger Fr., Die Land- und Süßwasserkonchylien der Vorwelt, Wiesbaden 1870—1875.
Schlosser M., Über fossile Land- und Süßwassergastropoden aus Zentralasien und China. Annales Musei nationalis Hungarici, Budapest, Vol. IV, 1906.
Schlosser M., Über Säugetiere und Süßwassergastropoden aus Pliocänablagerungen Spaniens und über die natürliche Grenze von Miocän und Pliocän. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 1907. Bd. II.
Standfest F., Über das Alter der Schichten von Rein in Steiermark. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1882.
Vacek M., Über Säugetierreste der Pikermifauna vom Eichkogel bei Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. L, 1900.

Beschreibung der Arten.

Succinea primaeva Matheron.

(Taf. XVII, Fig. 1—4.)

1878. *Succinea primaeva.* Fischer et Tournouer, Léberon, pag. 155.
1878. *Succinea primaeva.* Fontannes, Plateau de Cucuron, pag. 95, pl. II, Fig. 8.
1900. *Succinea primaeva.* Depéret et Sayn, Faune de Cucuron, pag. 10, pl. I, Fig. 46, 47.

Das längliche Gehäuse hat ein sehr kurzes, aus drei Umgängen bestehendes Gewinde. Die Umgänge sind durch tiefe, etwas schräge Nähte voneinander getrennt und mit feinen Anwachsstreifen versehen. Die Mündung nimmt zwei Drittel der Gesamthöhe ein. Ihr Querschnitt ist länglich oval und nach oben zugespitzt, der Unterrand erscheint etwas abgestutzt, der Außenrand ist ein wenig vorgezogen. Die Innenlippe ist nur wenig gedreht und in der Mitte schwach konkav.

Dimensionen der größten Exemplare: Höhe = 12 *mm*, Breite = 6 *mm*, Höhe der Mündung = 9 *mm*, Breite derselben = 5 ? *mm*.

Die vorliegenden Exemplare sind Steinkerne, die aber gleichwohl öfters die Anwachsstreifen erkennen lassen. Sie sind zum Teil bedeutend größer als das Originalexemplar Fontannes und übertreffen ausnahmsweise auch das von Depéret abgebildete Stück, dem sie aber in ihrem Habitus außerordentlich ähnlich sehen. Am nächsten steht, wie auch schon von diesen Autoren bemerkt wird, die lebende *Succinea Pfeifferi Rossmässler*. Sie unterscheidet sich nur durch ihre mehr längliche Mündung. Auch *Succinea Michaudi Locard* [1]) aus dem Mittelpliocän von Hauterive ist recht ähnlich, aber viel höher und ihre Mündung daher viel schmäler und ihr Unterrand stark

[1]) Archives du Museum, Lyon, Tome II, pag. 222, pl. XIX, Fig. 38, 39.

konvex. *Succinea minima Klein* [1]) aus dem Obermiocän von Mörsingen bei Ulm, die übrigens bei Sandberger nicht sehr gut abgebildet ist, hat einen etwas stärker aufgeblähten letzten Umgang. Die ersten Windungen sind aber wie bei *primaeva* nur wenig gewölbt, der Unterrand der Mündung ist eher noch stärker abgestutzt. Ich bin sehr geneigt, in ihr den Vorläufer von *primaeva* zu suchen, obwohl diese mit *Pfeifferi* verwandt ist, von welcher Art *Succinea minima* nach Sandberger fundamental verschieden sein soll, was ich freilich an den mir von Mörsingen vorliegenden Stücken absolut nicht finden kann.

Vorkommen: Als Steinkern nicht allzu selten in den weißen Kalken mit *Planorbis* und *Bythinia* vom Eichkogel, vielleicht auch in den dortigen grauen Süßwasserkalken und im Unterpliocän von Cucuron (Vaucluse), Ambronay (Ain) und Cueva Rubbia bei Perales in der spanischen Provinz Teruel.

Pupa (Vertigo) oviformis n. sp.

(Taf. XVII, Fig. 5.)

Das relativ große eiförmige Gehäuse hat fünf sehr gleichmäßig anwachsende, nahezu flache und durch tiefe Nähte voneinander getrennte Umgänge, die mit kräftigen schrägen Rippchen verziert sind. Der letzte Umgang erreicht kaum ein Drittel der Gesamthöhe und zeigt einen deutlichen Nabel. An der Außenlippe sind mindestens zwei Zähnchen vorhanden. Die herzförmige Mündung ragt nicht über das Gehäuse hinaus.

Dimensionen: Höhe = 105 *mm*, Dicke = 32 *mm*, Höhe des letzten Umganges = 3 *mm*.

Da die Mündung im Gestein sitzt, läßt sich ihre genauere Form und die Zahl der Zähnchen nicht ermitteln, es ist jedoch sicher, daß sie nicht über die Schale hinausragt und nach unten zugespitzt und entsprechend der bezahnten Außenlippe auch an der Innenlippe mit Zähnchen versehen ist.

Unter den rezenten Arten steht *Pupa ventrosa Heynemann* [2]) entschieden am nächsten; sie unterscheidet sich jedoch durch ihre geringeren Dimensionen und durch das Fehlen einer stärkeren Skulptur. Auch *Pupa antivertigo Drap* [3]) ist nicht unähnlich, aber fast glatt und sogar noch kleiner als *ventrosa*. Die nämlichen Unterschiede bestehen auch gegenüber obermiocänen Arten, *Pupa Nouletiana Lart.* [4]) und *diversidens Sandb.* [5]), nur *Pupa Larteti Noulet* [6]) scheint etwas stärkere Skulptur zu besitzen, ohne jedoch die kräftige Entwicklung der Quer-

---

[1]) Sandberger, l. c., pag. 601, Taf. XXIX, Fig. 26.
[2]) Sandberger, l. c., pag. 922, Taf. XXXV, Fig. 22.
[3]) Sandberger, l. c., pag. 794, Taf. XXXIII, Fig. 33.
[4]) Sandberger, l. c., pag. 549, Taf. XXIX, Fig. 22.
[5]) Sandberger, l. c., pag. 549, Taf. XXIX, Fig. 23.
[6]) Sandberger, l. c., pag. 548, Taf. XXIX, Fig. 21. Nach Bourguignat wäre allerdings *Vertigo Nouletiana*, pag. 73, pl. 29, Fig. 92—95, stärker skulpturiert als *Larteti*, pag. 71, pl. 29, Fig. 88—91. Die übrigen von Bourguignat aus Sansan beschriebenen Arten kommen hier wegen ihrer Kleinheit überhaupt nicht in Betracht.

rippchen zu erreichen, durch welche sich die neue Art auszeichnet. Leider sind die Schalenreste während des Zeichnens abgesprungen und die Rippchen daher auf der Abbildung nicht mehr zu sehen. Pliocäne Arten kommen hier als Vergleichsmaterial überhaupt nicht in Betracht.

Vorkommen: Sehr selten in den graubraunen Mergeln mit *Helix* vom Eichkogel.

Pupa (*Vertigo*) *aff. myrmido Mich.*

(Taf. XVII, Fig. 6, 7.)

Sandberger, Land- und Süßwasserkonchylien der Vorwelt, pag. 723, Taf. XXVII, Fig. 22.

Depéret et Delafond, Terrain tertiaires de la Bresse, pag. 74, pl. VII, Fig. 44, 45.

Zwei Steinkerne einer kleinen bauchigen *Pupa* dürften allenfalls auf diese Spezies zu beziehen sein, denn sowohl das Verhältnis der Höhe zur Dicke des Gehäuses als auch die beträchtliche Höhe des letzten Umganges und die freilich nur angedeuteten Zähnchen an der Mündung erinnern an die von Sandberger gegebene Abbildung. Auch die nicht sehr tiefen Nähte sind ein Merkmal von *Vertigo myrmido*.

Die Höhe des besser erhaltenen Steinkernes beträgt 1·5 *mm*, der Durchmesser und die Höhe des letzten Umganges 1 *mm*. Durch die beträchtliche Höhe des letzten Umganges unterscheidet sich *V. myrmido* von den ziemlich ähnlichen *Vertigo cardiostoma Sandb.*[1]) und *gracilidens Sandb.* aus dem Obermiocän von Undorf bei Regensburg. Näher verwandt scheinen *Vertigo chydaea Bourg.*[2]), *eucrina Bourg.*[3]) und *tapeina Bourg.*[4]) aus Sansan zu sein, namentlich die beiden letzteren Arten.

Ein noch mit Schalenresten erhaltener Steinkern aus den grauen Süßwasserkalken sieht infolge seiner bauchigen Gestalt dem echten *V. myrmido* noch ähnlicher als die eben erwähnten aus den weißen Kalken. Der letzte Umgang steckt noch im Gestein, so daß sich die Beschaffenheit der Mündung nicht erkennen läßt. Das Exemplar ist übrigens um die Hälfte größer als der typische *myrmido* und scheint außerdem Querrippchen zu besitzen, was natürlich die nähere Verwandtschaft mit dieser Spezies ausschließen würde.

Pupa (*Vertigo*) *aff. Nouleti Michaud non Dupuy.*

(Taf. XVII, Fig. 8.)

Journal de conchyliologie, 1862, pag. 20, pl. IV, Fig. 1.

Das kleine niedrige Gehäuse besteht aus mindestens vier glatten, nur mit Anwachsstreifchen verzierten, stark konvexen und von ein-

---

[1]) L. c., pag. 600, beide nicht abgebildet.

[2]) Colline de Sansan, Ann. scienc. géol., Tome XI, 1880—81, pag. 77, pl. 29, Fig. 104—107.

[3]) Ibidem, pag. 79, pl. 29, Fig. 108—111.

[4]) Ibidem, pag. 80, pl. 29, Fig. 112—115.

ander sehr scharf abgesetzten Umgängen, von denen der letzte fast die Hälfte der Gesamthöhe ausmacht. Die quergestellte ovale Mündung besitzt mindestens zwei Zähnchen auf der Außenlippe und zwei Zähnchen auf der Innenlippe. Die Mundränder scheinen nicht verdickt zu sein.

Über die etwaige Anwesenheit eines Nabels gibt das einzige vorhandene Exemplar keine Auskunft.

Dimensionen: Höhe = 2·5 *mm*, Dicke = 1·7 *mm*, Höhe der Mündung = 0·6 ? *mm*, Breite derselben = 1 *mm*.

Vertigo Nouleti Michaud aus dem Pliocän von Hauterive steht jedenfalls sehr nahe, jedoch hat diese Art verdickte Mundränder und der Außenrand erscheint etwas eingedrückt. Auch sind fünf Windungen vorhanden. Von den rezenten und pleistocänen Arten ist *Pupa antivertigo Drap.* [1]) am ähnlichsten, namentlich in der Form der Mündung. Das Gewinde ist jedoch höher. In dieser Hinsicht dürften sich *Pupa pygmaea Müll.* [2]) und *ventrosa Heynemann* [3]) enger an diese Form anschließen. Dagegen sind ihre Umgänge entschieden flacher.

Vorkommen: Sehr selten in den grauen Süßwasserkalken mit *Planorbis* und *Helix* vom Eichkogel bei Mödling als Steinkern mit Schalenresten.

Pupa (? Leucochila) aff. Dupuyi Mich.

(Taf. XVII, Fig. 12.)

Sandberger, Land- und Süßwasserkonchylien, pag. 722, Taf. XXVII, Fig. 23.

Ein kleiner Steinkern mit fünf Windungen, von denen die letzte nicht viel mehr als ein Drittel der Gesamthöhe erreicht, erinnert durch seine gestreckt tonnenförmige Gestalt und die wenig gewölbten Umgänge an *Pupa Dupuyi* von Hauterive. Der letzte Umgang ist jedoch nicht so dick wie bei dieser Art, sondern dem von *Vertigo Nouleti Mich.* [4]) ähnlicher, aber die Windungen sind bei dieser letzteren Art viel konvexer als hier, wo sie deutlich treppenartig ansteigen. Die Außenseite dieses aus den weißen Süßwasserkalken stammenden Steinkernes zeigt Rinnen, die Andeutung von mindestens zwei Zähnchen.

Die Höhe des Stückes beträgt 2·4 *mm*, die Dicke 1·6 *mm*, die Höhe der letzten Windung 0·8 *mm*.

Im allgemeinen Habitus sowie in der Größe ist die von Sandberger aufgestellte, aber weder beschriebene noch auch abgebildete *Pupa gracilidens* aus dem Obermiocän von Mörsingen und Undorf recht ähnlich. Sie wird von diesem Autor mit *Pupa Nouletiana Dupuy* [5]) verglichen. Da mir jedoch weder von dieser noch auch von den übrigen ähnlichen Sansaner Arten Exemplare vorliegen, so muß ich von weiteren Vergleichen Abstand nehmen.

---

[1]) Sandberger, l. c., pag. 794, Taf. XXXIII, Fig. 33.
[2]) Ibidem, pag. 847, Taf. XXXV, Fig. 21; Taf. XXXVI, Fig. 26.
[3]) Ibidem, pag. 922, Taf. XXXV, Fig. 22.
[4]) Journal de Conchyliologie, 1862, pag. 20, pl. IV, Fig. 1.
[5]) Sandberger, l. c, pag. 549, Taf. XXIX, Fig. 22.

Einer sehr nahestehenden Art dürfte das Exemplar aus Cucuron angehören, welches Depéret[1]) abbildet und mit *myrmido* vergleicht. Es unterscheidet sich nämlich von dieser letzteren Art durch die viel geringere Höhe des letzten Umganges.

Helix (Iberus?) Richarzi n. sp.

(Taf. XVII, Fig. 9, 11.)

Diese Art ist nur durch Steinkerne aus den weißen Süßwasserkalken mit kleinen *Planorbis* und *Bythinia* vertreten. Ihre Oberseite ist nur schwach gewölbt, während die Unterseite nahezu Halbkugelform besitzt. Die Zahl der sehr rasch anwachsenden Windungen ist gering, sie beträgt selbst bei dem größten Stück nur dreieinhalb. Die Oberseite der einzelnen Umgänge ist beinahe eben, am Rande befindet sich eine deutliche Kante, welcher auf der Schale vielleicht ein Kiel entsprochen hatte. Die hohe Mündung besitzt gerundet dreieckigen Querschnitt. Der Außenrand dürfte kaum sehr stark verdickt gewesen sein, auch müßte ein etwa vorhandener Nabel sehr eng gewesen sein.

Dimensionen des größten Exemplars: Durchmesser = 10·2 *mm*, Höhe = 7·5 *mm*, Breite der Mündung = 6·5 *mm*, Höhe derselben = 7 *mm*.

Da von dieser übrigens sehr charakteristischen Art nur Steinkerne vorliegen, läßt sich freilich über die Beschaffenheit der Mündung nichts Sicheres aussagen und ebensowenig über die Anwesenheit, respektive das Fehlen eines Nabels, aber gleichwohl genügen schon die am Steinkern erkennbaren Merkmale vollkommen zur Aufstellung einer besonderen Spezies, denn unter den Formen aus dem europäischen Pliocän gibt es keine, welche zum Vergleich dienen könnte, und unter den miocänen hat zwar der von Sandberger aufgestellte, aber nicht beschriebene und ebensowenig abgebildete *Archaeozonites costatus*[2]) durch die wenig zahlreichen Windungen und die ziemlich flache Oberseite eine gewisse Ähnlichkeit, aber er entfernt sich dafür um so weiter durch sein niedriges Gehäuse und seinen weiten Nabel. Unter den lebenden Arten hat *Iberus pisanus Müller* von Gran Canaria am meisten Ähnlichkeit. Auch eine Art aus dem Löß von China, *Pseudiberus Futtereri Andreae*[3]) läßt sich allenfalls unserer Art an die Seite stellen, und endlich wäre noch eine Art aus Algier zu nennen, *Iberus Boulei Pallary*[4]) aus dem Pliocän von Mascara, welche mit unserer Art zwei wichtige Merkmale gemein hat, nämlich die geringe Zahl der Umgänge und die Flachheit der Oberseite.

---

[1]) Faune de Cucuron, pag. 9, pl. I, Fig. 15, 16.

[2]) L. c., pag. 604.

[3]) Mitteilungen aus dem Römermuseum, Hildesheim, Nr. 12, 1900, pag. 5. Fig. 14—16, 32.

[4]) Mollusques fossiles de l'Algérie, pag. 121, pl. I, Fig. 17.

Helix (Campylaea?) Toulai n. sp.

(Taf. XVII, Fig. 18, 26.)

Das ziemlich große, nur ausnahmsweise höher gewundene, oben abgestumpfte Gehäuse läßt $4^1/_2$ mäßig konvexe Windungen erkennen, die durch ziemlich tiefe Nähte voneinander getrennt und mit nicht sehr starken, nach außen zu gebündelten Anwachsrippchen verziert sind, zwischen denen sich vereinzelte im Quintsmax angeordnete Papillen befinden. Die Unterseite weist einen oberflächlichen schmalen Nabel auf, der nur auf den letzten Umgang beschränkt ist. Die hufeisenförmige Mündung ist nach außen durch die umgeschlagenen, aber nur wenig verdickten Ränder begrenzt. Eine Schwiele an der Innenseite der Mündung ist nicht zu beobachten, auch fehlen Farbenbänder. Der Wirbel senkt sich unter die innerste Windung.

Dimensionen des größten Exemplars: Durchmesser = 22 *mm*, Höhe = 12·8 ? *mm*, (Mündung nicht erhalten);

Dimensionen des Originals zu Fig. 18: Durchmesser = 21 *mm*, Höhe = 13·7 *mm*, Höhe der Mündung = 10 *mm*.

Von der gleichaltrigen *Helix Christoli Matheron* [1]) von Cucuron unterscheidet sich diese Art sehr leicht durch die geringere Zahl der Umgänge, durch die Anwesenheit eines Nabels, durch die schwächeren Anwachsrippchen und durch das Fehlen von Farbenbändern. Etwas ähnlicher ist *Helix tersannensis Locard* [2]) aus dem Mittelpliocän von Hauterive. Diese Ähnlichkeit äußert sich in der Größe, in der Zahl der Umgänge und in der Beschaffenheit der Mündung und des Mundrandes. Auch die Färbung, in flammenartigen Flecken bestehend, könnte bei der neuen Art ganz ähnlich gewesen sein. *Helix tersannensis* besitzt jedoch eine Schwiele an der Innenseite, aber keinen Nabel. *Helix cf. turonensis Neumayr* [3]) (*non Desh.*) von Miocic in Dalmatien unterscheidet sich durch das niedrigere, wenig kugelige Gehäuse. Auch fehlt ein Nabel. *Helix abrettensis Fontannes* [4]) aus dem Mittelpliocän von Les Abrets bei Saint André le Gar (Isère) ist niedriger und hat einen viel dickeren Mundrand. Auch *Helix delphinensis Fontannes* [5]) aus Bas Dauphiné hat mit der neuen Art nur geringe Ähnlichkeit, zum Beispiel in der schwachen Verdickung des Mundrandes.

Unter den *Helix*-Arten aus dem Obermiocän steht *Helix* (*Campylaea*) *Zelli Klein* [6]) ziemlich nahe, jedoch ist sie größer und höher und besitzt überdies eine kräftige Schwiele an der Innenseite der Mündung. In der kugeligen Ausbildung des Gehäuses nähern sich manche Exemplare der *Helix* (*Macularia*) *sylvana Klein* [7]) unserer neuen Art. Auch die Verdickung des Mundsaumes ist bei *sylvana* in der Regel nicht stärker als hier. Aber bei *sylvana* kommt niemals ein

---

[1]) Fischer et Tournouer, Leberon, pag. 155, pl. XXI, Fig. 12, 13; Depéret, Cucuron, pag. 6, pl. I, Fig. 70—76.

[2]) Archives Museum hist. nat. Lyon, Tome II, pag. 206, pl. XIX, Fig. 29—31 (identisch mit *H. splendida Michaud*).

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIX, 1869, pag. 365, Taf. XII, Fig. 20.

[4]) Le vallon de la Fuly, pag. 45, pl. I, Fig. 6.

[5]) Ibidem, pag. 41, pl. I, Fig. 4.

[6]) Sandberger, l. c., pag. 591, Taf. XXIX, Fig. 9.

[7]) Sandberger, l. c., pag. 592, Taf. XXIX, Fig. 13.

sichtbarer Nabel vor. *Helix* (*Campylaea*) *inflexa Klein* [1]) hat eine gewisse Ähnlichkeit in der Form der Mündung, dagegen ist der Mundrand viel stärker verdickt, der Nabel viel weiter und das Gewinde viel niedriger. Die gleichen Unterschiede bestehen auch gegenüber *Helix* (*Campylaea*) *Standfesti Penecke* [2]) aus dem Miocän von Rein in Steiermark, bei welcher außerdem die einzelnen Umgänge förmlich treppenartig gegeneinander abgesetzt zu sein scheinen. Einen sicheren Nachkommen der neuen Art vermag ich nicht anzugeben.

Vorkommen: Ziemlich häufig und beschalt in den Quelltuffen vom Eichkogel bei Mödling, seltener und nur als Steinkern in den dortigen weißen Süßwasserkalken mit *Planorbis* und *Bythinia* sowie als verdrückter Steinkern mit kreidigen Schalenresten in einem graubraunen Süßwassermergel zusammen mit anderen *Helix*-Arten und mit *Pupa*.

Helix (*Fruticicola?*) *Vaceki n. sp.*

(Taf. XVII, Fig. 15.)

Das kleine halbkugelförmige, an der Oberseite weniger als an der Unterseite gewölbte Gehäuse läßt $5^1/_2$ gleichmäßig, aber nicht sehr rasch anschwellende Umgänge erkennen, die scharf voneinander abgesetzt und mit relativ kräftigen, nach außen zu gebündelten Anwachsrippchen versehen sind. Papillen sind nicht sichtbar. Der letzte Umgang erreicht vier Fünftel der Gesamthöhe. Die etwas schiefgestellte halbovale Mündung hat dünne, nur wenig umgeschlagene Ränder und an der Innenseite eine dünne Schwiele, welche den engen Nabel bis auf einen schmalen Ritz vollkommen verdeckt.

Dimensionen: Größter Durchmesser = 9 *mm*, Höhe der Schale = 7·5 *mm*, Höhe der Mündung = 5 *mm*, Breite der Mündung = 5·7 *mm*.

Die Dünnheit der Schale, die Beschaffenheit der Mündung und die Art der Skulptur sprechen allenfalls für die Bestimmung als *Fruticicola* oder als *Monacha*. Von der ebenfalls vom Eichkogel stammenden *Helix goniostoma* unterscheidet sich diese Art durch ihr viel kleineres und höheres Gehäuse, das aber trotzdem mehr Windungen zählt. Unter den übrigen *Helix*-Arten aus dem europäischen Tertiär hat *Helix* (*Gonostoma*) *osculina Sandberger* [3]) aus dem Obermiocän von Altheim bei Ehingen im allgemeinen Habitus eine gewisse Ähnlichkeit, ihre Windungen haben jedoch eine stärker gewölbte Oberfläche und die Papillen treten sehr deutlich hervor. Auch ist die Schale dicker und der Mundrand viel stärker umgeschlagen. Da Sandberger diese Art ebenso wie *Helix osculum* zwischen *gonostoma* und der nordamerikanischen Gattung *Mesodon* einzureihen geneigt ist, so kann wohl kaum von einer näheren Verwandtschaft mit der neuen Art vom Eichkogel die Rede sein. *Helix* (*Zenobia*) *carinulata Klein* [4]) unter-

---

[1]) Sandberger, l. c., pag. 589, Taf. XXIX, Fig. 8.

[2]) Penecke, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch., 1891, pag. 360, Taf. XXI, Fig. 3.

[3]) L. c., pag. 585 nicht abgebildet.

[4]) L. c., pag. 589, Taf. XXIX, Fig. 8.

scheidet sich durch die Anwesenheit von Papillen, durch das Hinausragen der inneren Windungen und die niedrigere Mündung. *Helix valensinensis Fontannes* [1]) aus dem Unterpliocän von Cucuron, Heyrieu, Croix Rousse, Montvendre, Langon bei Hauterive, hat ein mehr kugeliges Gehäuse, viel weniger scharf voneinander abgesetzte Windungen, kräftigere Anwachsrippchen, eine viel niedrigere Mündung und einen deutlichen Nabel. Sie wird von Depéret mit *Helix* (*Monacha*) *ligeriana C. Mayer* [2]) aus dem Miocän der Touraine verglichen, die aber größer ist und eine niedrigere Mündung besitzt als die neue Art vom Eichkogel. Zu vergleichen wäre allenfalls auch *Helix pseudoconspurcata Matheron*, unter welchem Namen Depéret [3]) zwei kleine Exemplare mit niedrigem Gehäuse, mit kantigem letzten Umgang und sehr engem Nabelritz abbildet, deren Mundränder nicht umgeschlagen sind. Er ist übrigens geneigt, diese Stücke nur für Jugendformen von *valentinensis Font.* oder von *Dufrenoyi Matheron* [4]) zu halten, von denen aber die letztere wegen ihres hohen Gehäuses für uns ohnehin nicht in Betracht kommt. Die nämlichen Unterschiede bestehen auch zwischen der neuen Art und *Helix* (*Fruticicola*) *sermenazensis Locard* [5]) aus dem Mittelpliocän von Sermenaz, die auch von Depéret in die Nähe von *rufescens* und *hispida* gestellt wird.

Solange keine Exemplare mit vollständiger Mündung vorliegen, läßt sich die generische Stellung unserer neuen Art nicht mit voller Sicherheit bestimmen, doch ist immerhin die Zugehörigkeit zu *Fruticicola* am wahrscheinlichsten. Ein etwaiger Nachkomme von *Vaceki* ist mir nicht bekannt.

Vorkommen: Ziemlich selten, aber als Schalenexemplare in den Quelltuffen, häufiger in den graubraunen Süßwassermergeln mit *Helix*, hier als verdrückte Steinkerne mit kreidigen Schalenresten, sehr selten als Steinkern in den weißen Süßwasserkalken mit *Planorbis* und *Bythinia*.

Helix (*Fruticicola*) *goniostoma Sandb.*

(Taf. XVII, Fig. 22—25.)

Die Land- und Süßwasserkonchylien, pag. 702, Taf. XXXII, Fig. 12, 12 *a*.

„Die Schale ist sehr flach kegelförmig, mit stumpfem, zitzenförmigem Ende und mäßig gewölbter Grundfläche, deren enger Nabel teilweise verdeckt erscheint. Sie besteht aus fünf flach gewölbten, durch schmale, aber tiefe Nähte getrennten Windungen, welche, die erste ausgenommen, außer mit breiten bandförmigen Anwachsrippchen auch mit zahllosen länglichen, im Quinkunx gestellten Papillen verziert sind. Die letzte erscheint vorn kaum merklich abwärts geneigt und an der Mündung kurz eingeschnürt, sie erreicht fast drei Fünftel der Gesamthöhe. Die schief gestellte Mündung ist halbmondförmig mit

[1]) Depéret, Cucuron, pag. 8, pl. I, Fig. 29—31.
[2]) Sandberger, pag. 531, Taf. XXVI, Fig. 21.
[3]) Cucuron, pag 8, pl. I, Fig. 32, 33.
[4]) Ibidem, pag. 7, pl. I, Fig. 26—28.
[5]) Depéret, Bresse, pag. 118, pl. VIII, Fig. 14—16.

kurz ausgebreiteten und umgeschlagenen Rändern, von denen der untere und der Spindelrand sich unter einem stumpfen Winkel vereinigen, während die übrigen vollständig abgerundet sind."

So genau auch die hier wörtlich zitierte Beschreibung ist, welche Sandberger von dieser Spezies gibt, so genügt sie doch nicht für alle hierher gehörigen Individuen, denn die Jugendformen unterscheiden sich von den erwachsenen durch die Anwesenheit einer deutlichen Kante zwischen der Ober- und Außenseite, was aber von diesem Autor nicht erwähnt wird. Auch die Abbildung ist etwas irreführend, da sie sich auf ein Exemplar bezieht, welches fast alle mir vorliegenden Stücke hinsichtlich seiner Größe wesentlich überragt und wohl schon das Maximum dieser Art darstellen dürfte. Auch verläuft bei den kleineren Exemplaren der Außenrand viel gleichmäßiger, nahezu halbkreisförmig. Das beste Erkennungsmittel für *Helix goniostoma* ist jedenfalls die oben erwähnte Verzierung, bestehend in Papillen, die im Quinkunx angeordnet sind. Bei dem viel größeren *Helix Toulai* sind sie viel spärlicher, auch senkt sich bei dieser Art der Wirbel unter die innerste Windung.

Sandberger vergleicht *H. goniostoma* mit der lebenden *H. incarnata Müller*. Da nun diese letztere Art nach Depéret mit *Helix* (*Monacha*) *Amberti Michaud*[1]) aus Hauterive, Bas Neyron und Perouges und diese wieder mit *H. Escoffierae Fontannes*[2]) von La Fuly verwandt ist, könnten allenfalls auch diese beiden, aus dem Pliocän stammenden Arten nähere Beziehungen zu *goniostoma* haben. Die letztere dieser beiden französischen Arten scheidet jedoch für einen näheren Vergleich schon deshalb aus, weil ihr letzter Umgang relativ viel weiter ist als die inneren Windungen, während bei *goniostoma* das Anwachsen sehr gleichmäßig erfolgt, dagegen könnte *Amberti* wenigstens nach der von Depéret gegebenen sehr mangelhaften Abbildung wirklich mit *goniostoma* große Ähnlichkeit besitzen. Sandberger[3]) stellt *Amberti* zur Gattung *Monacha*.

Als Vorläufer von *goniostoma* kommen *Helix* (*Fruticicola*) *devexa Reuss*[4]) aus dem Mittelmiocän von Tuchorschitz und *leptoloma A. Braun*[5]) inklusive der *var. apicalis Sandb.* in Betracht. Die Verwandtschaft mit dieser letzteren ist jedenfalls eine innigere als mit der etwas langsamer anwachsenden *devexa*.

Die Steinkerne von *goniostoma* zeichnen sich dadurch aus, daß die inneren Windungen und namentlich die Spitze nicht treppenartig gegeneinander abgesetzt sind, wie dies bei ihren Schalenexemplaren und bei den Steinkernen von *Helix mödlingensis* der Fall ist, sondern zusammen eine sehr gleichmäßig gewölbte Fläche darstellen. Sollten indes diese Steinkerne nicht zu *goniostoma* gehören, so würden sie eine besondere Spezies repräsentieren, was allerdings nicht ganz ausgeschlossen sein dürfte.

---

[1]) Depéret, Bresse, pag. 71, pl. VII, Fig. 59, 60.
[2]) Le vallon de la Fuly, „*Helix Amberti*", pag. 46, pl. I, Fig. 7.
[3]) Land- und Süßwasserkonchylien, pag. 718.
[4]) Ibidem, pag. 429, Taf. XXIV, Fig. 5.
[5]) Ibidem, pag. 380, Taf. XXIV, Fig. 7. Beide Arten finden sich nach Penecke, l. c., pag. 359, 360 auch im Miocän von Rein in Steiermark.

Vorkommen: Diese nur am Eichkogel beobachtete Art ist in den dortigen Quelltuffen bei weitem die häufigste Art und hier auch mit Schale erhalten. Seltener findet sie sich im braungrauen Süßwassermergel mit Steinkernen verschiedener *Helix*-Arten, denen noch kreidige Schalenreste anhaften. Selten ist sie, und zwar nur als Steinkern erhalten in den weißen und grauen Süßwasserkalken mit *Planorbis* und *Bythinia*.

Helix (*Fruticicola?*) *mödlingensis n. sp.*

(Taf. XVII, Fig. 19—21.)

Das niedrige kreiselförmige Gehäuse besteht aus sechs sehr langsam anschwellenden Umgängen, von denen die ersten stark aus der Spirale heraustreten. Die Windungen sind an der Oberseite nahezu flach und bilden an der Außenseite bis nahe an der Mündung eine deutliche Kante. Sie sind durch tiefe Nähte getrennt. Der Nabel ist eng, aber schwerlich vollständig durch die Innenlippe verdeckt. Die schiefe Mündung hat halbelliptischen Querschnitt, ihr Oberrand biegt sich nicht abwärts und die Verdickung der Mundränder kann nur sehr schwach gewesen sein. Der letzte Umgang erreicht etwa zwei Drittel der Gesamthöhe, jedoch ist die Höhe der inneren Windungen ziemlich variabel.

Dimensionen des größten Exemplars: Höhe = 6·4 *mm*, größter Durchmesser = 10·7 *mm*, Breite der Mündung = 5·3 *mm*, Höhe der Mündung = 4·8 *mm*.

Wie schon oben bemerkt, ist die relative Höhe etwas variabel. Allen Exemplaren ist jedoch das Hervortreten der innersten Umgänge und die hohe Windungszahl gemeinsam. Schon halberwachsene Exemplare besitzen fünf Windungen. Hierdurch sowie durch den etwas weiteren Nabel unterscheidet sich diese leider nur durch Steinkerne vertretene Art leicht von *Helix goniostoma Sandb.*, mit derem Originalexemplar sie allerdings durch das Emporragen der innersten Umgänge eine gewisse Ähnlichkeit gewinnt. Da nur Steinkerne vorhanden sind, läßt sich über die Schalenskulptur nichts Näheres ermitteln, auch erfahren wir nichts Sicheres über die Beschaffenheit der Mundränder, so daß wir auch nicht imstande sind, das Genus festzustellen, jedoch ist die Zugehörigkeit zu *Fruticicola* fast am wahrscheinlichsten. Mit *Helix* (*Monacha*) *coarctata Klein*[1]) und *H.* (*Zenobia*) *carinulata Klein*[2]) hat sie wenigstens in der geringen Breite und dem treppenartigen Ansteigen der inneren Windungen eine gewisse Ähnlichkeit, der letzte Umgang wird aber sicher nicht so hoch wie bei diesen, auch erweitert sich die Mündung niemals in dem Maße, wie dies bei *coarctata* und *carinulata* der Fall ist.

In der hohen Zahl der Windungen steht die echte *gonostoma phacodes* nahe, das Gehäuse ist jedoch viel niedriger.

[1]) Sandberger, Land- und Süßwasserkonchylien, pag. 586, Taf. XXIX, Fig. 5.

[2]) Ibidem, pag. 587, Taf. XXIX, Fig. 7.

Wenn nun auch die verwandtschaftliche Stellung, solange keine Schalenexemplare zum Vorschein kommen, unentschieden bleiben muß, so erscheint es doch angezeigt, dieser so charakteristischen Art einen besonderen Speziesnamen beizulegen.

Helix (Gonostoma) aff. phacodes Thomae.

(Taf. XVII, Fig. 13, 14.)

Das kleine Gehäuse hat die Gestalt eines niedrigen Kreisels und ist an der Unterseite stärker gewölbt als an der Oberseite. Die vier langsam anwachsenden Windungen sind oben abgeflacht und voneinander durch tiefe Nähte getrennt und mit kräftigen geschwungenen Anwachsrippchen geziert. Der Außenrand bildet eine sehr deutliche Kante, aber keinen wirklichen Kiel. Der Nabel wird durch die etwas verdickte Innenlippe verborgen. Die Mündung hat dreieckigen Querschnitt.

Dimensionen: Durchmesser = 6 *mm*, Höhe = 3 *mm*, Breite der Mündung = 3·5 *mm*.

Diese Art ist bloß durch ein einziges, nicht ganz vollständiges Exemplar aus den Quelltuffen sowie durch einige Steinkerne aus den weißen Kalken vom Eichkogel vertreten, weshalb auch über die Beschaffenheit der Mündung nichts Näheres angegeben werden kann. Im übrigen schließt sich dieses Stück sehr enge an *Gonostoma phacodes Thomae*[1]) an, und zwar mehr an die Exemplare aus dem Untermiocän als an jene aus dem Obermiocän von Ulm an, denn bei diesen letzteren ist die Unterseite flacher und auch der Kiel schärfer.

Trotz der Seltenheit und der geringen Größe verdient dieses Stück doch besonderes Interesse, denn es zeigt, daß dieser in Miocän so verbreitete Typus noch bis in das Unterpliocän sich erhalten hat. *H. phacodes* selbst ist nach Sandberger ein Verwandter der südeuropäischen *lenticula Fér.*

Patula ruderoides Michaud.

(Taf. XVII, Fig. 16, 17.)

Helix ruderoides. Michaud, Journal de Conchyliologie, 1862, pag. 64, pl. III, Fig. 9—11.
Patula (Janulus) ruderoides. Sandberger, Land- und Süßwasserkonchylien, 1870—75, pag. 716, Taf. XXVII, Fig. 13.
Patula (Janulus) ruderoides. Depéret et Sayn, Cucuron, 1900, pag. 9, pl. I, Fig. 1, 2.

Das kleine Gehäuse ist flach kegelförmig und besteht aus fünf sehr engen Windungen, die durch tiefe Nähte getrennt sind. Der erste Umgang ist glatt, die übrigen sind mit kräftigen krummen Anwachsrippchen geziert, deren Konvexität nach vorwärts gerichtet ist. Die stark konvexe Unterseite besitzt einen weiten tiefen Nabel, der die inneren Windungen erkennen läßt. Die Anwachsrippchen sind hier viel zarter als an der Oberseite, reichen aber noch bis in den Nabel hinein. Die Mündung ist oval und seitlich verlängert.

---

[1]) Sandberger, l. c., pag. 378, Taf. XXII, Fig. 19, pag. 586.

Dimensionen: Größtes Exemplar: Durchmesser = 4 *mm*, Höhe = 2·2 *mm*, Höhe der Mündung = 1·8 *mm*.

Vorläufer dieser Art sind *Patula gyrorbis Klein* [1]) aus dem Untermiocän von Ulm, *stenospira Reuss* [2]) aus dem Mittelmiocän von Tuchorschitz und *supracostata Sandb.* [3]) aus dem Obermiocän von Mörsingen bei Ulm, Georgensgmünd und Eichstädt sowie von Undorf bei Regensburg. Auf diese nahe Verwandtschaft hat bereits Sandberger hingewiesen. Die relative Kleinheit der Exemplare vom Eichkogel gegenüber dem Originalexemplar ist nur eine scheinbare, da beim Freipräparieren ein Teil des letzten Umganges verloren ging.

Vorkommen: In den Quelltuffen vom Eichkogel als Schalenexemplare nicht selten, seltener in den dortigen graubraunen Süßwassermergeln als Steinkerne mit kreidigen Schalenresten, im Unterpliocän von Cucuron (Vaucluse) und in den Süßwassermergeln von Hauterive (Drôme).

Hyalina Reussi n. sp.

(Taf. XVII, Fig. 10.)

Das Gehäuse ist sehr flach kegelförmig mit fast ebenem Oberende und mäßig abgeplatteter, nicht sehr weit und durchgehend genabelter Unterseite. Der letzte der fünf flach gewölbten Umgänge, die durch tiefe Nähte getrennt sind, erreicht ungefähr drei Viertel der Gesamthöhe. Die schief gestellte Mündung ist breit mondförmig mit einfachen scharfen Rändern. Da nur Steinkerne vorhanden sind, läßt sich über die Beschaffenheit, namentlich über die Verzierung der Oberfläche nichts aussagen.

Dimensionen des größten Exemplars: Durchmesser = 8·3 *mm*, Höhe = 4·2 *mm*, Höhe der Mündung = 3·3 *mm*.

Vorläufer dieser Art ist *Hyalina orbicularis Klein sp.* [4]) aus dem Obermiocän von Mörsingen bei Ulm und Undorf bei Regensburg, die der vorliegenden Art außerordentlich ähnlich sieht. Wenn ich für diese letztere einen besonderen Speziesnamen wähle, so geschieht dies aus stratigraphischen Gründen, da keine einzige Spezies aus dem Obermiocän in das Pliocän übergeht. *Hyalina orbicularis* findet sich auch in den miocänen Braunkohlen von Rein in Steiermark. Ihr nächster Verwandter unter den lebenden Arten ist nach Sandberger *H. miguelina Morel* von den Azoren. Die neue Art wäre demnach zeitlich das Zwischenglied zwischen *orbicularis* und *miguelina*. Die schon im Pliocän von Castelarquato vorkommende *Hyalina hiulca Jan* [5]) unterscheidet sich von den genannten Arten durch ihre höhere Mündung.

---

[1]) Sandberger, l. c., pag. 454, Taf. XXI, Fig. 7.
[2]) Reuss, Palaeontographica, Bd. II, pag. 22, Taf. I, Fig. 11. Nach Penecke, l. c., pag. 359 auch bei Rein in Steiermark.
[3]) Sandberger, l. c., pag. 584, Taf. XXIX, Fig. 2.
[4]) Sandberger, l. c., pag. 603, Taf. XXIX, Fig. 28.
[5]) Sandberger, l. c., pag. 742, Taf. XXXII, Fig. 18.

Vielleicht haben wir es hier mit jener Art vom Eichkogel zu tun, welche Hörnes[1]) als *Planorbis Reussi* beschrieben hat, die aber nach Sandbergers[2]) Angabe nur ein verdrücktes Exemplar einer *Hyalina* sein soll.

Vorkommen: Ziemlich selten und nur als Steinkern in den weißen und grauen Süßwasserkalken mit *Planorbis* vom Eichkogel.

Planorbis (Segmentina) filocinctus Sandb.

(Taf. XVII, Fig. 33.)

1856? *Planorbis Reussi*. Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien, Bd. I, pag. 609, Taf. XLIX, Fig. 26.
1862. *Planorbis nitidus*. Michaud, Journal de Conchyliologie, pag. 79.
1870—75. *Planorbis filocinctus*. Sandberger, Die Land- und Süßwasserkonchylien, pag. 714, Taf. XXVII, Fig. 10.
1893. *Planorbis filocinctus*. Depéret et Delafond, Les terrains tertiaires de la Bresse, pag. 75, pl. VII, Fig. 28, 29.
1900. *Planorbis filocinctus*. Depéret et Sayn, Faune fluvio-terrestre de Oucuron, pag. 15, pl. I, Fig. 7—9.

Das kleine schüsselförmige Gehäuse besteht aus $5^1/_2$ sehr rasch anwachsenden Umgängen und ist an der Oberseite uhrglasähnlich gewölbt, an der Unterseite leicht ausgehöhlt und hier mit einem sehr engen, aber tiefen Nabel versehen. Die inneren Windungen liegen auch an der Oberseite tiefer als der letzte Umgang, dessen Breite zwei Fünftel des Gesamtdurchmessers des Gehäuses beträgt. Nach unten wird der letzte Umgang durch einen mäßig starken Kiel begrenzt. Die Nähte zwischen den einzelnen Windungen sind nicht sehr tief. Die komprimierte schiefgestellte Mündung hat spitzwinklig dreieckigen Querschnitt. Steinkerne tragen auf der Unterseite 1 bis 4 etwas schräg stehende Querfurchen, die Andeutung verdickter früherer Mundränder.

Dimensionen: Durchmesser des größten Exemplars = 6·5 *mm*, Höhe desselben = 1·5 *mm*, Breite der Mündung = 2·8 *mm*.

Die Mehrzahl der erwachsenen Exemplare hat einen Durchmesser von 5—6 *mm*.

Es läge eigentlich nahe, diese Art mit dem von Hörnes beschriebenen *Planorbis Reussi*, der ja auch vom Eichkogel bei Mödling stammt, zu identifizieren, allein Sandberger bemerkt in einer Notiz bei *Helix goniostoma*, l. c., pag. 702: „*Planorbis Reussi Hörnes* gehört, nach dem Original zu urteilen, keinesfalls zu *Planorbis*, sondern ist der Steinkern einer *Hyalina*, deren nähere Beschaffenheit wegen der starken Quetschung nicht mehr ermittelt werden kann.“

Für diese Annahme spricht nun allerdings der Umstand, daß die in der Oberansicht — Fig. 26 *a* — dargestellten starken gebogenen Anwachsrippchen zwar bei den Hyalinen vom Eichkogel öfters zu sehen sind, aber niemals bei den dortigen kleinen *Planorbis*, und daß überdies die Unteransicht — Fig. 26 *b* — keine jener Querfurchen

[1]) Fossile Mollusken des Wiener Tertiärbeckens, Univalven, pag. 609, Taf. XLIX, Fig. 26.

[2]) Sandberger, l. c., pag. 702.

zeigt, welche bei dem in Betracht kommenden *Planorbis* wohl niemals fehlen. Wenn wir aber berücksichtigen, daß *Hyalina* am Eichkogel doch selten, der fragliche *Planorbis* aber sehr häufig ist, so wird es doch wieder viel wahrscheinlicher, daß das Hörnessche Original eher als *Planorbis* denn als *Hyalina* gedeutet werden muß. Verdrückungen endlich sind an den Gastropodensteinkernen vom Eichkogel ohnehin schon ziemlich selten und meist nur seitliche. Nur ausnahmsweise haben Verdrückungen in der Richtung von oben nach unten stattgefunden, wie dies hier geschehen sein müßte. Ich kann mich daher nur schwer entschließen, der Ansicht Sandbergers beizustimmen.

Wenn ich aber trotzdem anstatt des an sich wohl richtigeren Namens „*Planorbis Reussi Hörnes*" den Namen *filocinctus Sandb.* wähle, so geschieht es nur deshalb, weil sich der letztere schon so fest eingebürgert hat, daß er auf die Dauer doch kaum durch den ersteren zu verdrängen wäre.

Als Vorläufer von *Planorbis filocinctus* kommt *Planorbis Larteti Noulet* [1]) aus dem Obermiocän von Sansan (Gers), Steinheim, Mörsingen etc bei Ulm und von Undorf bei Regensburg in Betracht, der jedoch ein höheres Gewinde besitzt und sich außerdem durch die rascher anwachsenden Umgänge unterscheidet. Als Nachkommen von *Planorbis filocinctus* dürfen wir etwa *Pl. micromphalus Sandb.* [2]) (*non Fuchs*) aus dem Pleistocän von Mosbach gelten lassen sowie den lebenden *Pl. nitidus Drap.*

Vorkommen: Im weißen und grauen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling, im Pliocän von Croix Rousse und St. Foy-le-Lyon (Rhône), Cucuron (Vaucluse) und Hauterive (Drôme) und in den noch jüngeren Süßwassermergeln von Bas Neyrons und Perouges bei Méximieux (Ain).

Planorbis (Gyrorbis) Mariae Michaud.

(Taf. XVII, Fig. 27, 28.)

1862. *Planorbis Mariae.* Michaud, Journal de Conchyliologie, pag. 23, pl. IV, Fig. 14.
1870—75. *Planorbis Mariae.* Sandberger, Land- und Süßwasserkonchylien, pag. 712, Taf. XXVII, Fig. 7.
1893. *Planorbis Mariae.* Depéret et Delafond, Les terrains tertiaires de la Bresse, pag. 75, pl. VII, Fig. 13; pag. 155, pl. IX, Fig. 14.
1900. *Planorbis Mariae.* Depéret et Sayn, Faune fluvio-terrestre de Cucuron, pag. 15, pl. I, Fig. 10, 11.

Das zierliche, beiderseits abgeflachte, scheibenförmige Gehäuse zählt bis zu sechs sehr langsam anwachsende Umgänge, welche sichelförmige, ziemlich kräftige Anwachsrippchen tragen und durch tiefe Nähte voneinander getrennt sind. Die Unterseite besitzt einen nicht sehr kräftigen Kiel und ist eher noch weniger vertieft als die Oberseite. Die Mündung ist rundlich rhombenförmig und scharfrandig.

---

[1]) Sandberger, l. c., pag. 579, Taf. XXVIII, Fig. 23; Bourguignat, Ann. sc. géol., Tome XI, pag. 125, pl. XXXIII, Fig. 281—284.
[2]) Sandberger, l. c., pag. 777, Taf. XXXIII, Fig. 19.

Dimensionen der größten Exemplare: Durchmesser = 7·5 *mm*, Höhe = 1 *mm*, Breite des letzten Umganges = 1·2 *mm*.

Diese hübsche, ungemein charakteristische Art ist mit *Planorbis declivis var. Ludovici Noulet* [1]) im Obermiocän und mit *Planorbis Hilgendorfi Fraas* [2]) aus dem Obermiocän von Steinheim verwandt, aber dem letzteren anscheinend noch ähnlicher als dem ersteren. Noch enger sind ihre Beziehungen zu dem rezenten *Planorbis rotundatus* und besonders zu *Pl. calculiformis Sandb.* [3]) von Mosbach.

Vorkommen: Sehr häufig in den weißen Süßwasserkalken mit *Planorbis* und *Bythinia* vom Eichkogel bei Mödling, seltener in den dortigen grauen Kalken, aber hier nicht als bloßer Steinkern, sondern noch mit schwachen kreideartigen Schalenresten erhalten, ferner im Pliocän von Cucuron (Vaucluse), St. Foy-le-Lyon (Rhône) und von Hauterive (Drôme), in den Mergeln von Mollon (Ain) und Auvillars sur Saône und im Unterpliocän von Cueva Rubbia bei Perales in der spanischen Provinz Teruel.

Planorbis (Anisus) Matheroni Fisch. et Tourn.

(Taf. XVII, Fig. 29, 30.)

1869? *Planorbis applanatus*, Neumayr, Beiträgs zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIX, pag 308, Taf. XII, Fig. 22.
1873. *Planorbis Matheroni*, Fischer et Tournouer, Animaux fossiles du Mont Leberon, pag. 156, pl. XXI, Fig. 3—5.
1893. *Planorbis umbilicatus*, Depéret et Delafond, Les terrains tertiaires de la Bresse, pag. 75, pl. VII, Fig. 14, 15.
1900. *Planorbis Matheroni*, Depéret et Sayn, Faune fluvio-terrestre de Cucuron, pag. 14, pl. I, Fig. 19—25.

Das Gehäuse dieser mittelgroßen Art ist an der Oberseite konvex und an der Unterseite konkav und weit genabelt. Der letzte der vier bis fünf langsam und regelmäßig anwachsenden Umgänge ist am Unterrande meist kantig, seltener gerundet, an der Oberseite aber stark gewölbt. Die Mündung ist schräg herzförmig.

Dimensionen der größten Exemplare: Durchmesser = 7·2 *mm*, Höhe = 1·6 *mm*, Breite des letzten Umganges = 2 *mm*.

Der Abdruck eines Exemplars hat einen Durchmesser von 8·2 *mm*. In Cucuron wird diese Art etwas größer. Als Vorläufer dieser Art kommt nach Depéret — 1900, pag. 14 — *Planorbis declivis A. Braun* in Betracht, und zwar gilt dies in erster Linie für die *var. Ludovici Noulet* [4]) aus dem Obermiocän von Ulm, die auch schon etwas größer ist und einen Umgang mehr besitzt als die untermiocäne Form. Sie unterscheidet sich von *Matheroni* dadurch, daß die Außenkante etwas höher steht als der Unterrand. Unter den rezenten Arten nähert sich *umbilicatus* am meisten, und zwar bildet die *Pl. Matheroni* ähnliche Form aus dem Mittelpliocän der Bresse den Übergang zu der lebenden Form.

[1]) Sandberger, l. c., pag. 578, Taf. XXVIII, Fig. 20.
[2]) Sandberger, l. c., pag. 577, Taf. XXVIII, Fig. 19.
[3]) Sandberger, l. c., pag. 779, Taf. XXXIII, Fig. 20.
[4]) Sandberger, l. c., pag. 578, Taf. XXVIII, Fig. 20.

Möglicherweise muß zu *Matheroni* auch die von Neumayr irrigerweise mit *applanatus Thom.* aus den Süßwassermergeln von Miocic in Dalmatien gestellt werden, sofern sie nicht doch ein niedrigeres Gehäuse besitzt.

Vorkommen: In den weißen und grauen Süßwasserkalken vom Eichkogel, in den letzteren noch mit Spuren der Schale, im Pliocän von Cucuron (Vaucluse), St. Foy-le-Lyon (Rhône), Montvendre (Drôme), Ambronay (Ain) und in den noch jüngeren Schichten von Mollon (Ain), ferner im Unterpliocän von Cueva Rubbia bei Perales in der spanischen Provinz Teruel.

Planorbis aff. heriacensis Font.

(Taf. XVII, Fig. 36, 37, 39.)

1856. *Planorbis pseudoammoneus.* Hörnes, Die fossilen Mollusken des Tertiärbecken von Wien. I. Bd. Univalven, pag. 607, Taf. IXL., Fig. 25.

1870—75. *Planorbis cornu.* Sandberger, Die Land- und Süßwasserkonchylien der Vorwelt, pag. 577.

1875. *Planorbis heriacensis.* Fontannes, Le vallon de la Fuly. Ann. de la Société d'agriculture de Lyon, pag. 49, pl. I, Fig. 9.

1894. *Planorbis heriacensis.* Depéret, Les terrains tertiaires de la Bresse, pag. 74, pl. VII, Fig. 58, pag. 123.

Das ziemlich große Gehäuse besteht aus vier Umgängen, derenOber- und Unterseite stark konvex ist. Die Mündung ist schräg herzförmig. Auf der Unterseite greifen die Umgänge stärker übereinander als an der Oberseite. Am letzten Umgange bemerkt man öfters Einschnürungen parallel zur Mündung, die als Verdickung früherer Mundränder aufzufassen sind.

Durchmesser des größten Exemplars 30 *mm*, Durchmesser der meisten Stücke = 17·5 *mm*;

Breite der Mündung des größten Exemplars 8·5 *mm*, Breite der Mündung der meisten Stücke = 5·5 *mm*;

Höhe der Mündung des größten Exemplars 10·5 *mm*, Höhe der Mündung der meisten Exemplare = 7 *mm*.

Hörnes, der diese Art zuerst am Eichkogel beobachtet hat, identifizierte sie fälschlicherweise, wie dies ja früher bei allen großen *Planorbis* aus dem jüngeren Tertiär üblich war, mit *Planorbis pseudoammoneus*, der aber bekanntlich viel mehr und rascher anwachsende Umgänge besitzt und auf das Eocän und Oligocän (in dieser Stufe nur mehr im Süßwasserkalk von Arnegg bei Blaubeuren) beschränkt ist. Sandberger zitierte diese Art vom Eichkogel als *Planorbis cornu Brongt*, mit der sie in der Tat auch sehr große Ähnlichkeit besitzt. Allerdings gilt dies mehr für die *Planorbis* aus dem Untermiocän von Ulm, während jene aus den obermiocänen Ulmer Süßwasserkalken — Mörsingen, Mundingen — und aus dem Flinz der bayrisch-schwäbischen Hochebene durch die Abplattung ihrer Oberseite sich sehr scharf von den ersteren unterscheiden. Nur die Exemplare aus den Braunkohlen von Undorf und dem Süßwasserkalk von Adelschlag bei Eichtätt gleichen hierin der untermiocänen Form

und das gleiche gilt auch von dem „*Planorbis pseudoammonius*“ *Gobanz* [1]) aus den obermiocänen Braunkohlen von Rein in Steiermark. Unter den großen *Planorbis* aus dem Unterpliocän schließt sich an diese Formen *Planorbis heriacensis Fontannes* vom Vallon de la Fuly (Bas Dauphiné), vom Montvendre (Drôme), Croix Rousse (bei Lyon) und aus dem etwas höheren Horizonte von Mollon (Ain) am nächsten an, sie erreicht aber viel beträchtlichere Dimensionen als die Exemplare vom Eichkogel, die nur ganz ausnahmsweise eine mittlere Größe überschreiten, was aber wohl doch nur auf ungünstigere Lebensbedingungen schließen läßt und nicht etwa zur Aufstellung einer besonderen Spezies berechtigen dürfte. Eher spräche hierfür der Umstand, daß das Original Fontannes offenbar viel rascher anwächst. Da aber Depéret ein ebenfalls viel langsamer anwachsendes und den Stücken vom Eichkogel hierin sehr ähnliches Exemplar zu *heriacensis* stellt, so darf dies wohl auch mit den letzteren geschehen. Die sonst noch aus dem Unterpliocän stammenden Arten, *Planorbis Philippei Loc.* [2]), *Thiollieri Mich.* [3]) und *praecorneus Fisch. et Tourn.* [4]) haben viel dickere Umgänge, sind aber offenbar gleichfalls Nachkommen von *Planorbis solidus Thomae* und *Planorbis cornu Brongt.*

Limnaeus cfr. Bouilleti Michaud.

(Taf. XVII, Fig. 31—32.)

1870—75. Sandberger, Land- und Süßwasserkonchylien. pag. 715, Taf. XXVII, Fig. 11.

1875. Fontannes, Le Vallon de la Fuly, pag. 47, pl. I, Fig. 8.

1879. Fontannes, Espèces nouvelles ou peu connus. Bassin du Rhône, pag. 33, pl. II, Fig. 5.

1883. Fontannes, Diagnoses des espèces et de variétés nouvelles des terrains tertiaires du bassin du Rhône. pag. 7, Fig. 17.

1893. Depéret, Terrains tertiaires de la Bresse, pag. 76, pl. VII, Fig. 9—10, pag. 128, pl. VIII, Fig. 90.

Das lange, schlanke, spitze Gehäuse erreicht nur ausnahmsweise bedeutendere Dimensionen und zählt fünf bis acht nahezu ebene Umgänge die durch tiefe, sehr schräg verlaufende Suturen voneinander getrennt sind. Die Mündung ist länglich oval und nach oben zugespitzt und etwa halb so hoch wie das Gehäuse. Der Außenrand ist scharf, die Spindel gestreckt und nur schwach gefaltet.

Dimensionen des größten Exemplars: Höhe = 12·2 *mm* (es fehlt die Spitze und an der Mündung der Unterrand), Dicke = 7 *mm*.

Diese wohlcharakterisierte Art ist nur durch mehr oder weniger unvollständige Steinkerne vertreten, die aber sehr gut hierher passen, da sie offenbar einer schlanken kleinen Art mit nahezu ebenen Umgängen und mit sehr schiefstehenden Suturen stammen, also gerade die bezeichnendsten Merkmale von *Limnaeus Bouilleti* an sich tragen,

[1]) Sitzungsber. d. math.-naturw. Klasse d. kais. Akademie. Wien. XIII. Bd., 1854, pag. 196, Taf. III, Fig. 8.

[2]) Depéret, ibidem, pl. VII, Fig. 25—27.

[3]) Depéret, ibidem, pl. VII, Fig. 61—63.

[4]) Depéret, 1900, pl. I, Fig. 78—82.

während Steinkerne von *Limnaeus heriacensis Fontannes*[1]), an den man wegen des gleichen geologischen Alters eigentlich eher denken sollte, konvexere Windungen und minder schräge Nähte besitzen müßten.

Im europäischen Miocän gibt es keinen *Limnaeus*, auf welchen man diese Art zurückführen könnte, denn alle Arten von Ulm, Sansan etc. haben viel bauchigere Umgänge und eine viel höhere Mündung. Dagegen schließen sich *Limnaeus acuarius Neumayr*[2]) aus den Paludinenschichten von Slawonien und *Limnaeus megarensis Gaudry et Fischer*[3]) aus Megara (pontische Stufe?) sehr enge an *Bouilleti* an und haben wie diese in der Gegenwart ihre nächsten Verwandten in Nordamerika — *L. Bouilleti* wird von Sandberger mit *Kirtlandi Lea* und *lanceolatus Gould*, *L. acuarius* und *megarensis* von Oppenheim mit *gracilis Say* verglichen.

Vorkommen: Als Steinkern nicht selten in den weißen, selten in den grauen Süßwasserkalken vom Eichkogel bei Mödling, im Mittelpliocän von Hauterive (Drôme), in den Mergeln von Mollon (Ain) und in den etwas jüngeren von Condal (Saône et Loire) sowie in den Lignitmergeln von Saint Laurent des Arbres (Gard).

Valvata? sp.

(Taf. XVII, Fig. 33.)

Zu dieser Gattung gehört vielleicht ein schlecht erhaltener Steinkern mit zwei Umgängen, der noch Spuren der Schale aufweist und aus den grauen Kalken mit *Helix* und *Planorbis* stammt. Die ersten Windungen sind abgebrochen. Die ovale Mündung spitzt sich sowohl nach oben als auch nach unten zu.

Die Höhe der noch vorhandenen Windungen beträgt zusammen nur 9 *mm*, der Durchmesser ist ebenfalls 9 *mm*. Die Höhe der Mündung ist 6 *mm*, ihre Breite 5 *mm*.

Dieser Steinkern läßt sich bezüglich seiner Größe und der allmählichen Zunahme der Windungen eher mit *Valvata* als mit *Vivipara* vergleichen, und zwar am ehesten mit Exemplaren von *Valvata piscinalis Müll.* wie sie Neumayr[4]) aus den slawonischen Kongerienschichten abgebildet hat. Sie unterscheidet sich jedoch durch den wohlgerundeten Unterrand der Mündung, hat aber mit ihr die Anwesenheit eines Nabels gemein.

Bythinia aff. tentaculata Linn.

(Taf. XVII, Fig. 34, 35.)

Das Gehäuse besteht aus viereinhalb sehr regelmäßig anwachsenden, stark konvexen Umgängen, die durch nicht sehr tiefe Nähte

---

[1]) Le vallon de la Fuly, 1875, pag. 47, pl. I, Fig. 8. Cucuron, 1887, pag. 60. Espèces nouvelles ou peu connues, 1879, pag. 33, pl. II, Fig. 34.

[2]) Neumayr, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1869, pag. 379, Taf. XIII, Fig. 9.

[3]) Oppenheim P., Beiträge zur Kenntnis des Neogen in Griechenland. Zeitschrift der deutsch. geol. Gesellschaft, 1891, pag. 461, Taf. XXVI, Fig. 6.

[4]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Bd. XIX, pag. 378, Taf. XIII, Fig. 21. Sandberger, l. c., pag. 698, Taf. XXXI, Fig. 5.

voneinander getrennt sind. Der letzte Umgang ist etwa halb so hoch als das ganze Gehäuse und endet mit einer ovalen, nach oben zugespitzten Mündung, neben der ein sehr deutlicher Nabelritz zum Vorschein kommt. Die Außenlippe ist umgeschlagen.

Dimensionen erwachsener Individiuen. Maximum: Höhe des Gehäuses = 7 *mm*, Dicke desselben = 5 *mm*, Höhe der Mündung = 3·8 *mm*; Minimum: Höhe des Gehäuses = 6 *mm*, Dicke desselben = 4·8 *mm*, Höhe der Mündung = 3·5 *mm*.

Diese zierliche Art ist in den grauen und weißen Kalken mit *Planorbis* überaus häufig aber stets nur als Steinkern erhalten. Sie schließt sich aufs engste an *Bythinia gracilis Sandberger* [1]) an, und zwar hinsichtlich der Größe an die Exemplare von Dillingen, hinsichtlich des äußerst regelmäßigen Wachstums aber an jene von Undorf bei Regensburg. Da aber *Bythinia gracilis* dem Mittel- und Obermiocän angehört, geht es doch nicht gut an, die Mödlinger Exemplare mit dieser Spezies zu vereinigen, wenn sie auch zweifellos als ihre direkten Nachkommen betrachtet werden dürfen. Die Identifizierung mit der allerdings im Alter viel näher stehenden *Bythinia leberonensis Fisch. et Tourn.* [2]) ist schon deshalb ausgeschlossen, weil letztere mehr Umgänge besitzt. Die von Fischer und Tournouer gegebene Abbildung würde zwar vielleicht noch gestatten, die Mödlinger Exemplare zu *leberonensis* zu stellen, da hier die Mündung und der letzte Umgang auch ziemlich die halbe Höhe des Gehäuses erreichen, aber nach den Abbildungen bei Depéret et Delafond [3]) und Depéret et Sayn [4]) ist die Mündung auffallend klein und niedriger als breit und der vorletzte Umgang unförmlich aufgebläht, während hier das regelmäßige Wachstum so ungemein charakteristisch ist. Viel näher steht *Bythinia tentaculata Linn.*, welche zwar kaum mehr in das Miocän, wohl aber noch in das Pliocän hinabreicht. Sie wird indes im erwachsenen Zustande wesentlich größer und der letzte Umgang ist immer viel bauchiger, wenigstens gilt dies fast für alle mir vorliegenden wirklich fossilen Exemplare aus Pliocän und Pleistocän. Nur unter den Stücken von Hauterive (Drôme) befinden sich einige, welchen jenen von Mödling wirklich recht ähnlich sehen, soweit dies eben bei einem Vergleich von Steinkernen mit Schalenexemplaren der Fall ist. Auch einige rezente Exemplare aus der Isar schließen sich ihrem Habitus nach ziemlich enge an die Mödlinger Exemplare an. *Bythinia tentaculata Linn.* wird zwar schon aus dem Miocän zitiert, aber ihr ältestes Auftreten dürfte wohl doch erst in das Mittelpliocän von Auvillars und Bligny [5]) sowie von Hauterive fallen, weshalb es doch nicht gut angeht, bloße Steinkerne aus einem noch tieferen Horizonte auf diese noch jetzt lebende Art zu beziehen. Ich unterlasse es daher lieber, die vom Eichkogel vorliegenden Steinkerne spezifisch zu bestimmen und bezeichne sie nur

---

[1]) L. c., pag. 561, Taf. XXVIII, Fig. 16.
[2]) L. c., pag. 156, pl. XXI, Fig. 1, 2.
[3]) Bresse, pag. 55, pl. IV, Fig. 4, pag. 76, pl. VII, Fig. 17—19, pag. 120, pl. VIII, Fig. 23—26.
[4]) Cucuron, pag. 18, pl. I, Fig. 54—60.
[5]) Depéret, Bresse, pag. 151, pl. IX, Fig. 41, 42.

als *aff. tentaculata*, da sie immerhin von Individuen herrühren, welche sowohl morphologisch als auch zeitlich von der miocänen *Bythinia gracilis* zu *B. tentaculata* hinüberleiten. Nach Depéret[1]) wäre diese letztere Art aus *B. leberonensis* entstanden, ich glaube jedoch, daß *leberonsis* für diese Art keine Bedeutung hat, sondern eine Seitenlinie darstellt.

Die geologischen Verhältnisse der Süßwasserbildungen des Eichkogels.

Die mir vorliegenden Gesteinsproben vom Eichkogel lassen darauf schließen, daß hier eine Anzahl faunistisch und zum Teil auch petrographisch verschiedener Schichten entwickelt sind, deren Aufeinanderfolge nach der Art ihrer tierischen Einschlüsse die allmähliche Trockenlegung dieses Gebietes zu zeigen scheint.

Ich habe daher folgende Lagen auseinandergehalten:

1. poröser harter Quelltuff von braungrauer Farbe mit gelben Anflug mit Schalenexemplaren von *Helix* und *Patula*;
2. grauer dichter Kalk mit Schalenexemplaren von *Helix* (klein meist, nicht näher bestimmbar);
3. graubrauner Süßwasserkalk mit verdrückten Schalensteinkernen von *Helix* und *Pupa*;
4. hellgrauer Süßwasserkalk, mergelig, mit unbestimmbaren verdrückten Schalenfragmenten;
5. dunkelgrauer Süßwasserkalk mit Steinkernen von *Planorbis* — alle vier Spezies — *Bythinia*, *Pupa* und *Helix* — selten — denen öfters noch ein kreidiger Schalenrest anhaftet;
6. heller bis weißer Süßwasserkalk mit Steinkernen von kleinen *Helix* und vielen Süßwasserschnecken;
7. heller bis weißer Süßwasserkalk mit Steinkernen von großen *Planorbis*, sowie von *Bythinia*, kleinen *Planorbis* und selten mit größeren *Helix*;
8. weißer Süßwasserkalk mit Steinkernen von kleinen *Planorbis*, *Limnaeus*, *Bythinia* und selten mit kleinen *Helix*.

Da ich die Lokalität nicht aus eigener Anschauung kenne, liegt es mir natürlich fern, die Existenz eines solchen Profils zu behaupten, obschon ein solches aus biologischen Gründen sehr viel Wahrscheinlichkeit für sich hätte, wenn auch selbstverständlich sowohl aus diesem Grunde als auch aus dem Gesteinscharakter keineswegs zu ersehen ist, wie die unter 5—8 angeführten Lagen aufeinanderfolgen, denn diese sind offenbar unter sehr ähnlichen Verhältnissen gebildet worden, weshalb nur die Beobachtung an Ort und Stelle über die geringe relative Altersverschiedenheit Aufschluß geben könnte. Praktisch haben wir es bei ihnen mit einem einheitlichen Horizont zu tun, da die wichtigsten Arten in allen diesen vier Lagen wiederkehren.

[1]) Ibidem, pag. 168.

Das Verhältnis der Lage 4 zu den übrigen bleibt vorläufig ganz unsicher, da sie überhaupt keine bestimmbaren Fossilien enthält. Sie kann ebensogut von der Basis des Schichtenkomplexes stammen, wie aus dessen Mitte. Im Ganzen jedoch wird die hier angegebene Reihenfolge immerhin der Wirklichkeit entsprechen. Wir werden die echt lakustrinen Bildungen mit *Planorbis*, *Bythinia* und *Limnaeus* an der Basis, die Lagen hingegen, in welchen diese Süßwasserkonchylien fehlen und nur mehr *Helix* vorkommen, in den allerobersten Partien oder allenfalls auch in seitlichen Vertiefungen der Eichkogelkuppe zu suchen haben. Die Tuffe mit *Helix* konnten erst dann entstehen, als die Gegend bis auf kleinere Pfützen trockengelegt war und nachdem starke kalkhaltige Quellen hervorgebrochen waren. Daß sie das jüngste Glied des ganzen Schichtkomplexes sind, wird auch deshalb wahrscheinlich, weil sie manchmal Brocken des weißen Süßwasserkalkes einschließen. Wie ich aus der Literatur [1]) entnehme, ruhen die Süßwasserkalke des Eichkogels auf den brackischen Kongerienschichten, die allerdings auch schon Reste von Landsäugetieren enthalten. Wir haben also hier ein hübsches Beispiel für den allmählichen Übergang von marinen Ablagerungen bis zu Bildungen auf dem Festland, denn die Congerienschichten liegen, allerdings diskordant, selbst wieder auf jenen der marinen sarmatischen Stufe.

Da die aus den Kongerienschichten des Eichkogels stammenden Säugetierreste bereits pliocänen Arten angehören, so ergibt sich für die darüberliegenden Süßwasserschichten schon aus geologischen Gründen gleichfalls ein pliocänes Alter.

Zoogeographische und phylogenetische Ergebnisse.

Die Land- und Süßwasserschnecken vom Eichkogel verteilen sich auf folgende Arten, über deren Vorkommen an dieser Lokalität und sonstige Verbreitung die auf pag. 777 befindliche Tabelle Auskunft gibt.

Vor allem fällt uns bei dieser Übersicht auf, daß die Landschnecken mit Ausnahme etwa der meisten *Pupa*-Arten und der *Patula ruderoides* ausschließlich durch Arten vertreten sind, welche bisher noch an keiner anderen Lokalität beobachtet wurden, während die Süßwasserschnecken einschließlich der *Succinea primaeva* sich durchweg auf Arten verteilen, welche auch in unterpliocänen Schichten von Frankreich und Spanien vorkommen und in Frankreich zum großen Teil noch in das Mittelpliocän hinaufreichen. Besonders wichtig sind in dieser Beziehung *Planorbis Mariae* und *Matheroni* und *Segmentina filocincta*. Aber auch *Planorbis heriacensis* sowie *Limnaeus Bouilleti* spielen im französischen Pliocänen keineswegs eine untergeordnete Rolle, wenn sie auch im Gegensatz zu der bisher nur im Unterpliocän gefundenen *Succinea primaeva* erst gegen das Mittel-

---

[1]) Vacek M., Über Säugetierreste der Pikermifauna von Mödling. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, Bd. 50, pag. 170.

	Eichkogel bei Mödling						Unterpliocän		Mittelpliocän		Verwandte Arten Vorläufer = V. Nachkommen = N.
	Grauer Süßwasserkalk	Weißer Süßwasserkalk mit großen *Planorbis*	Weißer Süßwasserkalk mit kleinen *Planorbis* u. *Bythinia*	Graubrauner Kalkmergel mit *Helix*-Steinkernen	Grauer Kalk mit *Helix*-Schalen	Quelltuff mit *Helix*-Schalen	Cucuron (Vaucluse)	Cueva Rubbia (Prov. Teruel)	Hauterive (Drôme)	Mollon, Peronges[1]) (Ain)	
1. *Succinea primaeva Math.*	+	—	+	—	—	—	+	+	—	—	V. *Succinea minima peregrina.* N. *Suc. Pfeifferi.*
2. *Pupa (Vertigo) oviformis n. sp.*	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	V. *Pupa Larteti?*
3. „ „ *cfr. mxrmido Mich.*	+	—	+	—	—	—	—	—	+	+	V. *Pupa eucrina? tapeina?*
4. „ „ *aff. Nouleti Mich.*	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
5. „ *(Leucochila) aff. Dupuyi Mich.*	—	—	+	—	—	—	?	—	+	—	—
6. *Helix (Iberus) Richarzi n. sp.*	?	—	+	—	—	+	—	—	—	—	N. *Iberus pisanus? Pseudiberus Futtereri?*
7. „ *(Campylaea) Toulai n. sp.*	—	+	—	+	—	+	—	—	—	—	V. *Helix inflexa? Zelli? Standfesti?*
8. „ *(Fruticicola) Vaceki n. sp.*	—	—	+	+	+	+	—	—	—	—	—
9. „ „ *goniostoma Sandb.*	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	V. *Helix leptoloma var. apicalis.* N. *Hel. incarnata.*
10. „ „ *mödlingensis n. sp.*	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	?
11. „ *(Gonostoma) aff. phacodes Thomae*	—	—	+	—	—	+	—	—	—	—	V. *Helix phacodes.* N. *lenticula?*
12. *Patula (Janulus) ruderoides Mich.*	—	—	—	+	—	+	+	—	+	—	V. *Patula stenospira, supracostata.*
13. *Hyalina Reussi n. sp.*	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—	V. *Hyalina orbicularis.* N. *miguelina.*
14. *Planorbis (Segmentina) filocincta Sandb.*	+	—	+	—	—	—	+	—	+	+	V. *Segmentina Larteti.* N. *nitida, microcephalus.*
15. *Planorbis (Gyrorbis) Mariae Mich.*	+	—	+	—	—	—	+	+	+	+	V. *Planorbis Hilgendorfi.* N. *calculiformis, rotundatus.*
16. „ *(Anisus) Matheroni Fisch. et Tourn.*	+	—	+	—	—	—	+	+	+	+	V. *Planorbis declivis var. Ludovicii.* N. *umbilicatus.*
17. *Planorbis cfr. heriacensis Font.*	+	+	—	—	—	—	?	—	+	+	V. *Planorbis cornu.*
18. *Limnaeus cfr. Bouilleti Font.*	+	—	+	—	—	—	—	—	+	+	V. *megarensis, acuarius.* N. *Kirtlandi lanceolatus.*
19. *Valvata? sp.*	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20. *Bythinia aff. tentaculata Linn.*	+	—	+	—	—	—	—	—	+	—	V. *Bythinia gracilis.* N. *tentaculata.*

[1]) Die noch jüngeren Schichten von Coudal (Saône et Loire) sind hier weggelassen. Sie enthalten von den genannten Arten nur mehr *Limnaeus Bouilleti.* Die hier nicht erwähnten, mit Cucuron gleichaltrigen Ablagerungen von Croix Rousse bei Lyon enthalten von den hier genannten Arten *Planorbis heriacensis* und *Segmentina filocincta*, welche auch bei St. Foy-le-Lyon vorkommen, wo außerdem auch *Planorbis Mariae* und *Matheroni* gefunden worden sind.

pliocän hin aufzutreten scheinen. Noch ausgedehnter ist der Verbreitungsbezirk von *Bythinia tentaculata*, allein er erstreckt sich im Tertiär scheinbar weniger nach Westen, als vielmehr nach Osten, denn sie findet sich in Frankreich erst im Pliocän, im Osten hingegen nach Sandberger schon in den viel älteren brackischen Schichten von Taman in der Krim.

Die weite räumliche Verbreitung der Süßwasserschneckenarten im Gegensatz zu der der Landschneckenarten ist übrigens eine Erscheinung, der wir auch in der Gegenwart und sogar schon im Miocän begegnen. Auch Kobelt[1]) hat diese Tatsache schon beobachtet und die Ursache darin gesucht, daß Wasservögel den an ihren Beinen haftenden Schneckenlaich auf weite Strecken verschleppen. Diese Möglichkeit läßt sich nun gewiß nicht in Abrede stellen, doch glaube ich, daß für die große Verbreitung der Süßwasserarten auch noch ein anderer Faktor in Betracht kommt, nämlich der Umstand, daß die Existenzbedingungen für Süßwasserbewohner doch viel gleichmäßiger und einförmiger sind, als die Verhältnisse, unter welchen die Landschnecken leben. Vor allem sind im Wasser schon die Temperaturschwankungen viel geringer, die Bodenbeschaffenheit macht sich viel weniger geltend, Sonnen- und Schattenseite und der am trockenen Lande so wechselnde Vegetationscharakter kommt hier ohnehin nicht in Betracht. Diese geringen Verschiedenheiten in den äußeren Lebensverhältnissen werden aber sicher auch eine gewisse Einförmigkeit der Tierformen auf weite Strecken hin zur Folge haben.

Was nun die Herkunft der am Eichkogel gefundenen Schnecken betrifft, so verdienen auch in dieser Hinsicht die Süßwasserformen den Vorzug vor den Landschnecken, denn fast jede ihrer Arten schließt sich so eng an eine miocäne Art an, daß man diese geradezu als den direkten Vorläufer bezeichnen kann und außerdem zeigt sich auch fast in allen Fällen, daß die pliocäne Art einen direkten Nachkommen in der Pleistocänfauna, beziehungsweise in der heutigen Fauna besitzt. So geht *Succinea primaeva* auf die obermiocäne *minima* zurück und ist ihrerseits der Ausgangspunkt für die rezente *Succinea Pfeifferi*. *Planorbis filocinctus* ist der Nachkomme des obermiocänen *Larteti* und der Vorläufer von *micromphalus* und wohl auch von *nitidus*. Den Ahnen von *Planorbis Mariae* haben wir vermutlich eher in dem obermiocänen *Planorbis Hilgendorfi* von Steinheim als in *declivis* zu suchen. Wohl aber kommt diese Art als Stammvater von *Pl. Matheroni* in Betracht, der einerseits wieder den Ahnen von *umbilicatus* darstellt, während aus *Mariae* aller Wahrscheinlichkeit nach *Pl. calculiformis* von Mosbach und vielleicht auch der noch lebende *rotundatus* hervorgegangen ist. *Planorbis heriacensis* schließt sich auffallenderweise enger an den unter- und mittelmiocänen *Pl. cornu* an, als an dessen obermiocäne an der Oberseite abgeplattete *var. Mantelli*. Als Ahnen des lebenden *corneus* haben wir jedoch eher den *Pl. praecorneus* von Cucuron, als den auch unserer Lokalität

[1]) Studien zur Zoogeographie. Die Mollusken der palaearktischen Region. Wiesbaden 1897.

vertretenen *heriacensis* anzusprechen. Die *Bythinia* vom Eichkogel steht der schon im Pliocän auftretenden und vom Pleistocän an weit verbreiteten *tentaculata* sehr nahe. *Limnaeus Boulleti* hat im Miocän bis jezt keinen sicheren Vorfahren aufzuweisen, als Nachkommen betrachtet Sandberger nordamerikanische Arten — *Kirtlandi* und *lanceolatus*.

Weniger befriedigend stellt sich das Ergebnis über die Verwandtschaft der Landschnecken. Die *Pupa*-Arten müssen hier schon wegen ihrer mangelhaften Erhaltung so gut wie ganz unberücksichtigt bleiben, denn abgesehen von den allenfalls zu *Vertigo myrmido* gehörigen Stücken zeigen sie nur eine mehr oder weniger entfernte Ähnlichkeit mit Arten aus dem Miocän von Sansan und Undorf. Dagegen erweist sich *Patula ruderoides* als Nachkomme der miocänen *stenospira* oder doch der gleichfalls sehr ähnlichen *supracostata* und *Hyalina Reussi* als der von *orbicularis*, und da diese letztere Art nach Sandberger der Vorläufer der auf den Azoren lebenden *miguelina* ist, dürfen wir *Reussi* allenfalls als zeitliches Zwischenglied ansprechen. *Helix* (*Campylaea*) *Toulai* ist mit keiner der im Obermiocän vorkommenden Arten aus der Gruppe der *inflexa* besonders nahe verwandt und das Suchen nach ihrem Nachkommen dürfte ebenfalls ziemlich wenig Erfolg haben. *Helix* (*Fruticicola*) *goniostoma* hingegen hat anscheinend große phylogenetische Bedeutung, denn sie vermittelt wohl den Übergang von der miocänen *devexa var. apicalis* zur lebenden *incarnata*. *Helix mödlingensis* eignet sich, weil nur durch Steinkerne vertreten, nicht für die Untersuchung verwandtschaftlicher Beziehungen. *Helix Vaceki* ist ein ziemlich isolierter Typus. Die sehr seltene *phacodes*-ähnliche Form vom Eichkogel würde sich zwar der Zeit nach sehr gut als Bindeglied zwischen der miocänen *phacodes* und der in Südeuropa lebenden *lenticula* eignen, allein es erscheint doch bei der so geringen Zahl der vorhandenen Stücke geboten, von weitergehenden Folgerungen Abstand zu nehmen. *Helix Bicharzi* läßt sich von keiner bisher bekannten miocänen Art ableiten. Für die etwaige Verwandtschaft mit *Iberus pisanus Müll.* spricht lediglich die äußere Form ihres Steinkernes.

Immerhin hat die Fauna des Eichkogels keineswegs nur geringe Bedeutung für die Phylogenie, denn wie wir gesehen haben, läßt sich für alle Arten der dortigen Süßwasserschnecken, mit Ausnahme von *Planorbis heriacensis* ein pleistocäner oder noch lebender Nachkomme ermitteln, und selbst für mindestens drei von den acht Landschneckenarten — die *Pupa*-Arten müssen wegen ihres mangelhaften Erhaltungszustandes ganz unberücksichtigt bleiben — können wir wenigstens mit einiger Berechtigung den Nachkommen angeben. Bemerkenswert ist der Umstand, daß diese Nachkommen teils Europa und das nördliche Asien bewohnen, *Succinea Pfeifferi*, *Planorbis nitidus*, *micromphalus*, *rotundatus*, *umbilicatus* und *Helix incarnata*, teils aber auf mehr oder weniger kleine Gebiete beschränkt sind, *Iberus pisanus* auf Gran Canaria, *Gonostoma lenticula* auf die Kanarischen Inseln und Südeuropa und *Hyalina miguelina* auf die Azoren, teils aber ganz aus der alten Welt verschwunden sind, wie die mit *Limnaeus Boulleti* verwandten nordamerikanischen *L. Kirtlandi* und *lanceolatus*. Bei der

immerhin geringen Zahl der am Eichkogel beobachteten Arten kann natürlich nicht davon die Rede sein, daß die genannten pleistocänen und lebenden Formen gerade hier ihren Ausgang genommen hätten, als ihr Entstehungszentrum kommt vielmehr aller Wahrscheinlichkeit nach das südöstliche Frankreich in Betracht, wo die pliocänen Schichten eine viel weitere räumliche Verbreitung besitzen und eine vielfache Gliederung in Horizonte aufweisen, während hier überhaupt nur ein einziger Horizont vertreten sein dürfte, auf welchen dann bis zum Pleistocän eine weite Lücke folgt, welcher in Frankreich eine vollkommen geschlossene Schichtenreihe gegenübersteht. Nur dort also können wir mit größerer Aussicht auf Erfolg die Entwicklung der pleistocänen aus der pliocänen Fauna nachzuweisen versuchen.

Auffallend gering sind die Anklänge unserer Fauna an die geographisch so nahegelegene und auch zeitlich nicht allzu weit entfernte Tierwelt der in Osteuropa so weit verbreiteten Kongerienschichten. Bei der großen Verschiedenheit im Charakter dieser Konchylienfaunen darf man zwar ohnehin nur den Nachweis identischer oder doch verwandter Arten der Gattungen *Planorbis*, *Limnaeus*, *Bythinia* und *Helix* erwarten, aber in Wirklichkeit ist diese Ähnlichkeit fast noch geringer als man denken sollte. Sie beschränkt sich auf die Anwesenheit von *Bythinia tentaculata* und auf das Vorkommen folgender Arten von *Planorbis*, *Limnaeus* und *Helix:*

Planorbis cornu Neum. (*non Brong.*) von Miocic [1]), verwandt mit *heriacensis;*

Planorbis „applanatus" Neum. (*non Thomäe*) von Miocic [2]), verwandt mit *Matheroni;*

Segmentina Radmanesti Fuchs von Radmanest [3]), verwandt mit *filocinctus;*

Limnaeus acuarius Neumayr von Repušnica [4]), verwandt mit *Bouilleti;*

Helix rufescens Penecke von Capla Graben [5]), verwandt mit *goniostoma;*

Aber selbst in diesen wenigen Fällen ist die Verwandtschaft stets nur eine sehr entfernte.

Fragen wir uns nun, aus welcher Gegend etwa die am Eichkogel nachgewiesenen Arten stammen, beziehungsweise in welcher Gegend ihre miocänen Vorfahren gelebt haben, so kommt als nächstgelegener Fundort von miocänen Land- und Süßwasserschnecken die Lokalität Rein in Steiermark in erster Linie in Betracht, weshalb ich auch diese interessante Fauna im Anhang kurz besprochen habe.

[1]) Neumayr, Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, pag. 366, Taf. XII, Fig. 21.

[2]) Ibidem, pag. 368, Taf. XII, Fig. 22.

[3]) Fuchs, Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 346, Taf. XIV, Fig. 13—16; Brusina, Beitr. z. Paläont. Österr.-Ungarns, Bd. III, 1884, pag. 170, Taf. XXX, Fig. 30.

[4]) Neumayr, l. c., pag. 379, Taf. XIII, Fig. 9.

[5]) Beitr. z. Paläont. Österr.-Ungarns, Bd. IV, 1886, pag. 40, Taf. IX, Fig. 19.

Unter ihren Süßwasserarten steht der dortige *Planorbis cornu* dem großen *Planorbis* vom Eichkogel sehr nahe, dagegen ist *Planorbis declivis* von Rein von *Pl. Mariae* und *Matheroni* noch durch eine weite Lücke getrennt, die nur durch die in Steinheim, beziehungsweise im Ulmer Obermiocän vorkommenden *Pl. Hilgendorfi*, respektive *Pl. declivis var. Ludovici* überbrückt wird, und die anscheinend auf die Lokalität Rein beschränkte *Segmentina nitidiformis* hat sicher nichts mit *filocincta* zu schaffen. Die in Rein vorkommenden *Limnaeus*-Arten stehen dem *Limnaeus* vom Eichkogel insgesamt sehr fern und *Succinea peregrina* ist mit *primaeva* auch kaum näher verwandt als die im Ulmer Obermiocän vorkommende *Succinea minima*. *Hyalina orbicularis*, der Stammvater unserer *Hyalina Reussi* vom Eichkogel, wurde zwar auch bei Rein beobachtet, aber die Individuen aus dem Ulmer und Regensburger Obermiocän stehen der letzteren der Zeit nach doch vielleicht etwas näher. Die in Rein beobachteten *Pupa*-Arten — *subvariabilis* und *flexidens* haben sicher keine Beziehungen zu den *Pupa*-Arten vom Eichkogel. Von den beiden in Rein gefundenen *Patula*-Arten hat nur die eine, *stenospira*, Ähnlichkeit mit der *Patula ruderoides* vom Eichkogel, aber *Patula supracostata* aus dem Obermiocän von Ulm und von Undorf steht der *ruderoides* wohl auch nicht ferner. Dagegen spielt die Lokalität Rein eine anscheinend etwas wichtigere Rolle als Standort gewisser *Helix*-Arten, die mit solchen vom Eichkogel nahe verwandt sind, wenigstens schließt sich *Helix goniostoma* ziemlich eng an *devexa* und besonders an *leptoloma var. apicalis* an. Das nämliche gilt allenfalls auch von der nahe verwandten aber mit etwas mehr Windungen versehenen *mödlingensis*. Sonderbarerweise wird aus Rein keine *Helix phacodes* ähnliche Form zitiert. Bei dem altertümlichen Charakter der *phacodes*-artigen *Helix* vom Eichkogel sollte man erst recht eine solche in Rein erwarten, wo sich doch sonst so viele ältere Typen erhalten haben. Ob *Helix Toulai* sich enger an *Standfesti* als an *inflexa* anschließt, läßt sich schwer entscheiden. Es gibt zwar Varietäten von *Standfesti*, die infolge ihres höheren Gewindes sich der *Toulai* mehr nähern als die *inflexa*, aber diese letztere Art sieht ihr doch wieder insofern ähnlicher, als ihre Windungen niemals das stark gestufte, treppenförmige Ansteigen aufweisen, das für *Standfesti* so charakteristisch ist.

An Formen aus dem Obermiocän von Mörsingen etc. bei Ulm und Undorf bei Regensburg erinnern *Succinea primaeva* als Nachkomme von *minima*, *Patula ruderoides* als Abkömmling von *supracostata*, *Segmentina filocincta* als direkter Nachfolger von *Larteti* und *Planorbis Matheroni* als der von *declivis var. Ludovici*. Auch die *tentaculata* ähnliche *Bythinia* könnte ganz gut von *gracilis* abstammen und *Hyalina Reussi* ist ohnehin kaum von *orbicularis* zu unterscheiden. Steinheim scheint insofern einen Beitrag zur Fauna des Eichkogels geliefert zu haben, als *Planorbis Mariae* sehr gut der Nachkomme von *Pl. Hilgendorfi* sein könnte. Dagegen steht *Helix Toulai* der *inflexa* und *Zelli* auch kaum viel näher als der *Standfesti*, *goniostoma* schließt sich gewiß viel enger an *leptoloma var. apicalis* als an die Ulmer und Undorfer *coarctata* und *carinulata* an. Bemerkenswert ist auch der Umstand,

daß die so seltene, der *phacodes* ähnliche Form mehr mit der unter- und mittelmiocänen als mit der obermiocänen *phacodes* gemein hat.

Es gewinnt demnach geradezu den Anschein, als ob der größere Teil der fossilen Schneckenfauna vom Eichkogel sich zusammensetzte aus Nachkommen von miocänen Arten, die teils im oberen Donaugebiet, teils in Steiermark gelebt haben, das heißt von miocänen Arten aus dem südwestlichen, respektive südöstlichen Teil von Europa, denn die Ulmer Fauna erstrekte sich ja auch über Frankreich, Sansan (Dep. Gers), die südöstliche Fauna hingegen ist bis jetzt nur von Rein in Steiermark bekannt. Den wahrscheinlichen Anteil der Ulmer, respektive Reiner Fauna an der Fauna vom Eichkogel zeigt beifolgende Liste.

Eichkogel:	Ulm, Undorf, Steinheim:	Rein:
Succinea primaeva	*minima*	*peregrina*
Pupa oviformis	*Larteti?*	—
Helix Toulai	*Zelli? inflexa?*	*Standfesti?*
„ *goniostoma* (*mödlingensis*)	—	*leptoloma apicalis*
Patula ruderoides	*supracostata*	*stenospira*
Hyalina Reussi	*orbicularis*	*orbicularis*
Segmentina filocincta	*Larteti*	—
Planorbis Mariae	*Hilgendorfi*	—
„ *Matheroni*	*declivis var. Ludovici*	—
„ *cfr. heriacensis*	—	*cornu*
Bythinia aff. tentaculata	*gracilis*	—

Von den 20 am Eichkogel nachgewiesenen Arten haben also neun Vorläufer im Obermiocän von Süddeutschland und mindestens sechs, mit *Helix mödlingensis* allenfalls sieben, Vorläufer im Miocän von Rein in Steiermark. Da drei Arten von *Pupa* und die *Valvata? sp.* wegen ihres mangelhaften Erhaltungszustandes nicht weiter berücksichtigt werden können, ließ sich demnach für etwa zwölf von 16 Arten die Stammform ziemlich sicher feststellen, dagegen bleibt vorläufig die Herkunft von vier Arten unbekannt, nämlich von *Helix Richarzi*, *Vaceki*, *aff. phacodes* und *Limnaeus cfr. Bouilleti*, aber eigentlich doch nur für die erste und letzte dieser Arten, denn *Helix Vaceki* ist, weil eben doch zu *Fruticicola* gehörig, kein vollständig neuer Typus und *phacodes* ist ohnehin fast in allen miocänen Landschneckenfaunen vertreten. Aber selbst bei *Helix Richarzi* und *Limnaeus Bouilleti* haben wir wenigstens Andeutungen, wo wir ihre Vorläufer zu suchen haben. Es dürfte sich hier um südliche Formen handeln, denn ein dem *Helix Richarzi* ähnlicher *Iberus* — *Boulei Pallary* [1]) — existiert im Unterpliocän von Algier, in den Süßwasserkalken von Mascara, und *Limnaeus Bouilleti* ähnliche Arten sind der

[1]) Sur les mollusques fossiles, terrestres, fluviatiles et saumâtres de l'Algérie. Mémoires de la Société géologique de France, No. 22, 1901, pag. 121, pl. I, Fig. 17.

unterpliocäne *L. megarensis*[1]) aus Griechenland und *L. acuarius*[2]) aus den Paludinenschichten von Slawonien. Es wäre also nicht unmöglich, daß wenigstens diese beiden Formen von Süden her eingewandert sind, während die große Mehrzahl der Land- und Süßwasserschnecken vom Eichkogel früher oder später von Westen gekommen ist, denn auch jene Arten, welche etwa direkt aus solchen aus dem Miocän von Rein stammen, gehen auf mitteleuropäische, nämlich süddeutsche und böhmische Formen zurück.

Die Fauna des Eichkogels gewinnt aber auch insofern ein besonderes Interesse, als sie ihrer geographischen Lage nach von allen bisher bekannten unterpliocänen die östlichste ist und demnach eine wichtige Etappe bildet zu den kürzlich von mir beschriebenen Land- und Süßwasserfaunen von Zentralasien und China. Die Zahl der von dort bekannten Arten, welche etwa mit solchen vom Eichkogel näher verwandt sein dürften, ist zwar eine sehr geringe, denn sie beschränkt sich bis jetzt auf eine *Planorbis*, *Pl. karkaraensis*[3]), dem *Matheroni* sehr nahestehend, allein wir dürfen auch nicht vergessen, daß wir uns hinsichtlich der Kenntnis von Land- und Süßwasserschnecken aus dem asiatischen Tertiär eben doch erst in den allerbescheidensten Anfängen befinden, und daß außer dem eben genannten *Planorbis Matheroni* doch auch manche andere Formen aus dem europäischen Miocän und Pliocän an der Entstehung jener asiatischen Arten beteiligt zu sein scheinen, wie ich in meiner vor kurzem erschienenen Arbeit gezeigt habe.

Anhang.

Die fossilen Land- und Süßwassermollusken des Beckens von Rein in Steiermark.

Unter diesem Titel hat Gobanz eine Anzahl Land- und Süßwasserschnecken beschrieben, deren Bestimmungen aber den heutigen Anforderungen nur mehr teilweise genügen und auch zum Teil schon durch Sandberger Korrektur erfahren haben. Gobanz führt folgende Arten an:

Succinea Pfeifferi Rossm.
Helix reinensis Gob.
„ *depressa v. Mart.*
„ *carinulata Klein*
„ *inflexa v. Mart.*
„ *orbicularis Klein*
„ *giengensis Krauss*

[1]) Oppenheim P., Beiträge zur Kenntnis des Neogen in Griechenland, Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellschaft, 1891, pag. 461, Taf. XXVI, Fig. 6.

[2]) Neumayr, II., Beitrag zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, pag. 378, Taf. XIII, Fig. 11.

[3]) Schlosser, Über fossile Land- und Süßwassergastropoden aus Zentralasien und China. Annales musei nationalis Hungarici, Bd. IV, 1906, pag. 383, Taf. X, Fig. 22—25.

Helix stenospira Reuss
" *plicatella Reuss*
Pupa quadridentata Klein
Clausilia grandis Klein
Achatina porrecta Gob.
Planorbis pseudoammonius Voltz
" *corniculum Thomae*
" *platystoma Klein*
" *nitidiformis Gob.*
" *applanatus Thom.*
Limnaeus parvulus Al. Braun
" *subpalustris Thomae*
Paludina exigua Gob.

Nach Sandberger, welcher dieser Fauna nur geringe Beachtung zuteil werden ließ, haben sich mit ihr beschäftigt Standfest[1]) und Penecke[2]). Während aber Sandberger offenbar geneigt war, diese Fauna in das Obermiocän zu stellen, glauben die beiden letzteren Autoren ihr ein untermiocänes Alter zuschreiben zu müssen wegen der Anwesenheit einer größeren Anzahl von Arten, die teils im Mainzer oder im Ulmer Becken, teils aber im Süßwasserkalk von Tuchorschitz (Böhmen) vorkommen und den Prozentsatz der sonst nur im Obermiocän beobachteten und bei Rein wiedergefundenen Arten bedeutend überragen.

Da nun die miocänen Braunkohlen Steiermarks — Eibiswald, Voitsberg, Göriach — wie die in ihnen überlieferte Säugetierfauna mit aller Entschiedenheit dartut, obermiocänes Alter besitzen, so wäre es doch recht sonderbar, wenn die Braunkohlen, respektive der sie begleitende Süßwasserkalk mit der Konchylienfauna von Rein im Alter von jenen verschieden sein sollten. Eine Prüfung der Ergebnisse, zu welchen Standfest und Penecke gelangt sind, scheint demnach keineswegs überflüssig zu sein. Ich gebe daher eine kurze Übersicht ihrer Angaben mit einigen hierzu nötigen Bemerkungen, wobei ich jedoch vorausschicken muß, daß diesen Autoren die wichtige Arbeit Bourguignats[3]) über die Konchylienfauna von Sansan gänzlich unbekannt war, eine Arbeit, die in mehreren Fällen wohl geeignet gewesen wäre, ihre Angaben doch einigermaßen zu modifizieren und die um so wichtiger ist, als gerade die Säugetierfaunen der steirischen Braunkohlen eine überaus große Ähnlichkeit mit jener von Sansan aufweisen, weshalb auch die Sansaner Konchylienfauna bei dem Studium der steirischen Land- und Süßwasserschnecken nicht geringe Beachtung verdient hätte.

---

[1]) Über das Alter der Schichten von Rein in Steiermark. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 176—179.

[2]) Die Molluskenfauna des untermiocänen Süßwasserkalkes von Rein in Steiermark. Zeitschrift d. deutsch. geol. Gesellschaft, 1891, pag. 346.

[3]) Histoire malacologique de la colline de Sansan. Annales des sciences geologiques, Tome XI, 1880—81.

Penecke, welcher außer den Gobanzschen auch die Standfestschen Bestimmungen kritisierte, weshalb ich mich vorwiegend mit seinen Angaben beschäftigen will, nennt von Rein folgende Arten:

Hydrobia (Amnicola) exigua Gob.
Cyclostoma bisulcatum Ziet.
Limnaeus girondicus Noul.
" *pachygaster Thom.*
" *subpalustris Thom.*
? *minor Thom.*
Planorbis cornu Brong.
" *declivis A. Braun*
" *nitidiformis Gob.*
Ancylus subtilis Pen.
Archaeozonites Haidingeri Reuss
Hyalina orbicularis Klein sp.
Gasterodonta uniplicata A. Braun sp.
Patula plicatella Reuss
" *stenospira Reuss*
Helix osculum Thom.
" *devexa Reuss*
" *leptoloma A. Braun*
" *Standfesti Pen.*
" *inflexa Klein*
" *reinensis Gob.*
" *Larteti Bois*
Azeca Boettgeri Pen.
Stenogyra minuta Klein
Triptychia ulmensis Sandb.
Clausilia Gobanzi Pen.
" *Standfesti Pen.*
Pupa subvariabilis Sandb.
" *flexidens Reuss*
Succinea peregrina Sandb.

Hydrobia exigua Gob. ist auf die Lokalität Rein beschränkt, aber seit Gobanz nicht wieder beobachtet worden.

Cylcostoma bisulcatum Ziet. ist nach Böttger dem untermiocänen *bisulcatum* von Eckingen sehr ähnlich. Es wäre also die im Gegensatze zu dem obermiocänen *consobrinum* stark skulpturierte Art.

Limnaeus girondicus Noul. wird sonst nur aus untermiocänen Schichten von Frankreich angegeben.

Limnaeus pachygaster Thom. ist im Untermiocän häufig, findet sich aber auch nach Bourguignat noch in Sansan.

Limnaeus subpalustris Thom. ist eine untermiocäne Art, die auch noch in Tuchorschitz vorkommt.

Limnaeus minor Thom. (*parvulus Gob.*) wäre nur eine Jugendform einer der genannten Arten. Penecke ist übrigens geneigt, alle vier Arten zu vereinigen. *Limnaeus parvulus* ist nach der

Gobanzschen Abbildung manchen Exemplaren des *Limnaeus socialis* von Steinheim nicht unähnlich.

Planorbis cornu Brong. (= *pseudoammonius*, *corniculum*, *platystoma Gobanz*) ist durch die ältere Form vertreten, deren Windungen auch an der Oberseite gewölbt sind, die aber, weil Bourguignat *Planorbis solidus* zitiert, anscheinend auch noch in Sansan vorkommt.

Planorbis declivis A. Braun (*applanatus Gobanz*) hat nach Standfest im Gegensatz zu der obermiocänen *var. Ludovici* nur sechs Umgänge, was aber nach Bourguignat auch für die Sansaner Form zutrifft.

Planorbis nitidiformis Gob. scheint zwar eine selbständige Art und nicht, wie Sandberger glaubt, mit *Larteti* identisch zu sein. Für das untermiocäne Alter der Fauna von Rein kann sie jedoch auf keinen Fall verwertet werden, da Segmentinen sonst erst im Obermiocän erscheinen, von den eocänen natürlich abgesehen.

Archaeozonites Haidingeri Reuss stimmt vollkommen mit dem Tuchorschitzer Typus überein und dieser ist selbst wieder schwer von dem obermiocänen *costatus* zu unterscheiden.

Hyalina orbicularis Klein ist hier etwas flacher als die typische, sonst nur im Obermiocän vorkommende *orbicularis*.

Gasterodonta uniplicata A. Braun ist eine wirklich untermiocäne Art, die aber auch noch in Tuchorschitz vorkommt.

Patula plicatella Reuss und *stenospira Reuss* charakteristisch für die Fauna von Tuchorschitz, *stenospira* kommt nach Sandberger aber auch schon in den Mergeln von Öpfingen bei Ulm vor.

Helix (*Gonostoma*) *osculum Thom.* wird mit der obermiocänen Varietät *giengensis* sowie mit der untermiocänen *intermedia* verglichen, die Reiner Stücke sind flach und daher der ersteren ähnlicher.

Helix (*Trivia*) *devexa Reuss* (= *carinulata Gobanz*) ist sonst nur aus Tuchorschitz bekannt.

Helix (*Trivia*) *leptoloma A. Braun* gehört dem Untermiocän von Ulm und Mainz an und kommt auch in Tuchorschitz vor.

Helix (*Campylaea*) *Standfesti Pen.* (= *inflexa Gobanz Standfesti*) ist auf die Lokalität Rein beschränkt, aber mit der folgenden Art verwandt.

Helix (*Campylaea*) *inflexa Klein*, in Rein allerdings sehr selten, ist ein charakteristischer Bestandteil der obermiocänen Konchylienfaunen.

Helix (*Pentataenia*) *reinensis Gob.* wird von Standfest mit *sylvana* verglichen, die jedoch keinen Nabel besitzt. Penecke hingegen vergleicht sie mit der untermiocänen *depressa Klein* recte *oxystoma Thom.*, die aber wesentlich kleiner ist.

Helix (*Pentataenia*) *Larteti Bois.* ist der mittelmiocänen von Grund sehr ähnlich und kommt auch in Sansan vor.

Azeca Böttgeri n. sp. sieht der obermiocänen *loxostoma Klein* ziemlich ähnlich.

Stenogyra (*Opeas*) *minuta Klein* (*Subulina minuta Klein*) gehört dem Obermiocän an.

Triptychia ulmensis Sandb. (*Clausilia grandis Gobanz*) nennt Penecke die große *Clausilia* von Rein. Es wäre dies also eine untermiocäne Art, ausgezeichnet durch das Fehlen des Clausiliums und durch den Besitz von Spindellamellen in allen Umgängen. Nach

der Gobanzschen Zeichnung hat sie jedoch gewölbte anstatt der flachen Umgänge der echten *ulmensis* und dürfte daher besser als besondere Art zu betrachten sein. *Triptychia Peneckei n. sp.*

Clausilia (*Charpentieria*) *Gobanzi n. sp.* ist der *perforata Böttg.* von Tuchorschitz ähnlich.

Clausilia (*Pseudidilia*) *Standfesti n. sp.* wird der obermiocänen *mörsingensis Sandb.* an die Seite gestellt.

Pupa (*Torquilla*) *subvariabilis Sandb.* ist größer als die typische Form aus dem Untermiocän von Mainz.

Pupa (*Vertigo*) *flexidens Reuss* (= *quadridentata Gobanz*, *fissidens Standfest*) war bis jetzt nur aus Tuchorschitz bekannt.

Succinea peregrina Sandb. (= *Pfeifferi Gobanz*) wurde zuerst von Tuchorschitz beschrieben.

Ich gebe zur leichteren Übersicht folgende tabellarische Zusammenstellung, in welcher + das sichere, ? das fragliche Vorkommen und × die Anwesenheit der nächstverwandten Art andeutet.

	Mainz	Ulm	Tuchorschitz	Sansan	Mörsingen	Undorf	Rein
Hydrobia exigua	—	—	—	—	—	—	+
Cyclostoma bisulcatum	—	+	—	—	—	—	+
Limnaeus girondicus [1])	—	—	—	—	—	—	+
„ *pachygaster*	+	+	+	+	—	—	+
„ *subpalustris*	+	—	+	—	—	—	+
„ *minor*	+	—	—	—	—	—	+
Planorbis cornu	+	+	+	+	—	—	+
„ *declivis*	+	+	+	+	—	—	+
„ *nitidiformis*	—	—	—	—	×	×	+
Ancylus subsilis	—	—	—	—	—	—	+
Archaeozonites Haidingeri	—	—	+	—	×	×	+
Hyalina orbicularis	—	—	—	—	+	+	+
Gasterodonta uniplicata	+	+	+	—	—	—	+
Patula plicatella	—	—	+	—	—	—	+
„ *stenospira*	—	+	+	—	—	—	+
Helix osculum	×	×	×	—	+	+	+
„ *devexa*	—	—	+	—	—	—	+
„ *leptoloma*	+	+	+	—	—	—	+
„ *Standfesti*	—	—	—	—	×	×	+
„ *inflexa*	—	—	—	—	+	+	+
„ *reinensis*	×	—	—	—	—	—	+
„ *Larteti*	—	—	—	+	—	—	+
Azeca Boettgeri	—	—	—	—	×	×	+
Stenogyra minuta	—	—	—	—	+	+	+
Triptychia aff. Peneckei?	—	?	—	—	—	—	+
Clausilia Gobanzi	—	—	×	—	—	—	+
„ *Standfesti*	—	—	—	—	×	—	+
Pupa subvariabilis	?	—	—	—	—	—	+
„ *flexidens*	—	—	+	—	—	—	+
Succinea peregrina	—	—	+	—	—	—	+

[1]) Nur aus dem französischen Aquitanien bekannt, aber vielleicht in Rein doch nur eine Varietät von *subpalustris*.

Diese Tabelle zeigt uns nun, daß die Zahl der Arten, welche auf die Lokalität Rein beschränkt sind, eine sehr hohe ist, nämlich 10, denn die *Triptychia aff. ulmensis* muß doch aller Wahrscheinlichkeit nach als besondere Art, *Peneckei*, gezählt werden und kann folglich auch kaum als Element der untermiocänen Beimischungen gelten. Sichere untermiocäne Typen wären etwa 6 vorhanden, denn auch die *Pupa*, welche von Penecke als *subvariabilis* bestimmt wird, ist, wie dieser Autor angibt, meist größer als die typischen Stücke aus dem Mainzer Becken, dessen Fauna vier Arten mit der von Rein gemein hat, während von Ulmer Arten ebenfalls vier in unserer Fauna vertreten sind. *Limnaeus pachygaster*, *Planorbis cornu* und *declivis* dürfen kaum als wirkliche Charakteristika des Untermiocäns betrachtet werden, da sie in der nämlichen Ausbildung auch in Sansan vorkommen, also in einem Horizont, den auch Penecke wohl kaum für untermiocän ansprechen dürfte. Im ganzen haben wir also in der Fauna von Rein doch nur sechs untermiocäne Arten, denen vier obermiocäne gegenüberstehen.

Sehr groß ist dagegen der Anteil an solchen Arten, welche auch in Tuchorschitz vorkommen, nämlich 12. Nun muß aber die Fauna von Tuchorschitz, wie ich auf Grund der Untersuchung der dortigen Säugetierarten gezeigt habe[1], bereits dem Mittelmiocän zugerechnet werden und nicht dem Untermiocän, dem Horizont der *Helix Ramondi*, wie Penecke meint, denn diese Art ist dort noch niemals beobachtet worden, obschon die Tuchorschitzer Konchylienfauna im allgemeinen wirklich noch ein mehr oder weniger untermiocänes Gepräge zur Schau trägt.

Die Ähnlichkeit mit Tuchorschitz, die Anklänge an Sansan, bestehend in der Anwesenheit von *Helix Larteti* sowie der Umstand, daß in Rein auch bereits wirklich obermiocäne Arten vorkommen und gewisse daselbst beobachtete *Helix-* und *Clausilia*-Arten nebst *Planorbis nitidiformis* und *Azeca Böttgeri* sich nur an obermiocäne Formen anschließen, bestimmen mich, der Fauna von Rein ein wesentlich geringeres Alter zuzuschreiben als dies von seiten Peneckes und Standfests geschehen ist. Ich möchte zwar nicht von typischem Obermiocän sprechen, aber ich glaube immerhin, daß wir es auch nicht mehr mit Mittelmiocän zu tun haben. Für die genaue Altersbestimmung sind Konchylienfaunen schon an sich weniger geeignet als Säugetierfaunen, ich erinnere nur an die große Verschiedenheit der Mörsinger und Steinheimer Fauna, die doch räumlich gar nicht weit auseinanderliegen und sicher der nämlichen Zeit angehören. So gut der Tuchorschitzer Süßwasserkalk trotz seiner zum großen Teil noch untermiocänen Konchylienfauna schon zum Mittelmiocän gerechnet werden muß, ebenso gut reihen sich die Süßwasserbildungen von Rein bereits dem Obermiocän an, denn ein Fortschritt gegenüber der Tuchorschitzer Konchylienfauna ist doch unverkennbar infolge der Anwesenheit von obermiocänen Arten, jener Arten nämlich,

[1] Die Säugetiere der böhmischen Braunkohlenformation. Beiträge zur Kenntnis der Wirbeltierfauna der böhmischen Braunkohlenformation. Prag 1901.

die sonst auch in Sansan, Mörsingen und Undorf vorkommen sowie von solchen Arten, die sich nur mit obermiocänen vergleichen lassen.

Es wäre auch wirklich sonderbar, daß nur die Braunkohlen von Rein untermiocänes Alter besitzen sollten, während doch alle übrigen miocänen Braunkohlen in Steiermark — Göriach, Eibiswald, Voitsberg — unzweifelhaft dem Obermiocän angehören. Ich bin geradezu überzeugt, daß, wenn überhaupt bei Rein fossile Säugetiere existieren sollten, es nur obermiocäne Arten sein könnten.

Das konservative Verhalten der Tuchorschitzer und Reiner Konchylienfaunen ist übrigens keine Ausnahme, wir finden vielmehr das nämliche auch bei den Konchylienfaunen des französischen Pliocäns, wie die Untersuchungen Depérets[1]) gezeigt haben, worauf ich vor kurzem hingewiesen habe[2]).

Ähnlich wie mit der Landschneckenfauna von Tuchorschitz und der von Rein wird es sich auch mit der von Oppeln in Schlesien verhalten, wo ebenfalls altertümliche Landschneckentypen mit wesentlich jüngeren Säugetiertypen vergesellschaftet sind. Es kann auch hier für die geologische Altersbestimmung nur die Säugetierfauna in Betracht kommen, weil eben Säugetierfaunen wegen ihrer viel rascheren Änderungsfähigkeit eine viel schärfere Gliederung in Horizonte gestatten, während die Landschnecken sich viel konservativer verhalten und bei ihrer allmählichen, zumeist in östlicher Richtung erfolgenden Ausbreitung in den neu okkupierten Gebieten noch durch Arten vertreten sein können, welche sich in ihrer ursprünglichen Heimat inzwischen bereits in neue Arten umgewandelt haben.

Ich trage daher kein Bedenken, auch die Landschnecken führenden Ablagerungen von Oppeln trotz des untermiocänen Charakters der Gastropodenfauna schon in das Obermiocän zu stellen, wohin sie durch ihre Säugetierfauna[3]) mit aller Bestimmtheit verwiesen werden. Die Landschnecken sind nun einmal, wie ich jetzt schon wiederholt gezeigt habe, sehr wenig geeignet zur Bestimmung des geologischen Alters.

Gerade nach Vollendung des Druckes der vorliegenden Arbeit erhielt ich eine wichtige Abhandlung, welche ich hier noch mit einigen Worten erwähnen möchte, weil darin verschiedene am Eich-

[1]) Les terrains tertiaires de la Bresse. Paris 1893.

[2]) Über Säugetiere und Süßwassergastropoden aus Pliocänablagerungen Spaniens. Neues Jahrb. 1907, Bd. II.

[3]) Sie besteht, wie ich nachweisen konnte — dritter Beitrag zur Konchylienfauna des Miocäns von Oppeln; Mitteilungen aus dem Römermuseum Nr. 20, 1904, pag. 18 — aus:

Pliopithecus antiquus Gerv.	*Aceratherium tetradactylum Lart.*
Ursavus brevirhinus Hofm.	*Choerotherium pygmaeum Dep. sansaniense Lart.*
Herpestes?	*Palaeomeryx furcatus Hens.*
Talpa minuta Blainv.	*Cricetodon medium Lart.*
Cordylodon Schlosseri Andr.	*Titanomys Fontannesi Dep.,*
Mastodon angustidens Cuv.	
Chalicotherium grande Lart.	

mithin aus überwiegend typisch obermiocänen Arten und einer neuen — *Cordylodon Schlosseri* — die sich aber durch ihre Spezialisierung als jünger erweist als der nächstverwandte untermiocäne *haslachensis.*

kogel vorkommende Arten sowie einige mit unseren Arten verwandte Formen beschrieben wurden.

Der Titel dieses Werkes lautet:

Frédéric Roman. Le Néogène continental de la basse vallée du Tage (rive droite). Commission du service géologique du Portugal. Lisbonne 1907.

Von den hierin behandelten Faunen interessieren uns besonders drei, nämlich:

1. Der Süßwasserkalk von Cartaxo, welcher auf Mergeln der pontischen Stufe mit *Hipparion gracile* und *Tragocerus amaltheus* liegt und folgende Konchylien einschließt:

Testacella Larteti Dupuy
Glandina aquensis Math.
Helix sp.
„ *Mendesi n. sp.*
„ *cfr. sansaniensis Dupuy*
„ *sp.*
„ *cartaxensis n. sp.*
„ (*Iberus*) *Delgadoi n. sp.*
„ (*Macularia*) *Torresi n. sp.*
Limnaeus, Gruppe des *heriacensis Font.*
„ Gruppe des *dilatatus Noul.*
Planorbis praecorneus Fisch. et Tourn.
„ *aff. Mantelli Dunk.*
„ (*Gyrorbis*) *Mariae Mich.*
„ (*Anisus*) *Matheroni Fisch. et Tourn.*
Bythinia ovata Dunk. var.
„ *gracilis Sandb.*
Viviparus aff. ventricosus Lart.
Cyclostoma bisulcatoides n. sp.
Melania sp.

2. Der etwas jüngere Süßwasserkalk von Santarem mit:

Glandina aquensis Math.
Helix sp. wohl *Torresi*
Limnaeus Bouilleti Mich.
„ *aff. cucuronensis Font.*
Planorbis (*Hemisoma*) *aff. Thiollieri Mich.*
Bythinia aff. tentaculata Linn.

3. Die isolierten Fundplätze nördlich des Tajo bei Almargen, die Kalke von Quintanellas mit:

Limnaeus, Gruppe der *Larteti*
Planorbis aff. Mantelli Dunk.
„ *praecorneus Fisch. et Tourn.*
„ *sansaniensis Noulet*
Helix Cotteri n. sp.
Helix quintanellensis n. sp.
„ (*Caracolina*) *praelusitanica n. sp.*
„ *sp.*
Tudora Larteti Noul.

Von den genannten Arten treffen wir am Eichkogel wieder an: *Planorbis Mariae* und *Matheroni*, die von Roman mit *aff. Mantelli* bezeichnete Art ist unserem *Pl. aff. heriacensis* ungemein ähnlich, wenn nicht direkt hiermit identisch, auch die als *Bythinia gracilis Sandb.* bestimmte Form steht unserer *aff. tentaculata* ungemein nahe, während die unter dem Namen *cfr. tentaculata* abgebildete Form sich noch enger an die lebende Art anschließt. *Limnaeus Bouilleti* endlich scheint wenigstens durch Jugendformen am Eichkogel vertreten zu sein. Unter den *Helix*-Arten interessieren uns besonders *Helix Mendesi* und *Iberus Delgadoi*.

Die erstere Art könnte allenfalls trotz ihrer beträchtlichen Größe und ihrer Ähnlichkeit mit *ehingensis* doch auch Beziehungen zu *Toulai* haben, die letztere hingegen erscheint für uns deshalb wichtig, weil sie zweifellos zur *Iberus*-Gruppe gehört und deren ältesten sicheren Repräsentanten darstellt, weshalb auch das Auftreten von *Iberus* — *Richarzi* — in den etwa gleichalterigen Süßwasserkalken des Eichkogels nicht mehr so befremdlich erscheint. Die übrigen *Helix*-Arten haben zwar zu unseren Formen keinerlei Beziehungen, sie sind aber gleichwohl von nicht geringer Wichtigkeit, denn in *Helix cartaxensis* und *quintanellensis* hat sich der uralte Typus der eocänen *H. olla* erhalten und *Helix Torresi, Cotteri* und *Helix sp.* von Quintanellas schließen sich enge an miocäne Arten — nämlich an *Leymeriei Noul., geniculata Sandb.* und *sublenticula Sandb.* — an und *H. cfr. sansaniensis* scheint ziemlich unverändert aus dem Miocän in das Pliocän übergetreten zu sein.

Gleich der Gastropodenfauna des Eichkogels wurzelt auch die pliocäne Gastropodenfauna des Tajotales in miocänen Arten Mitteleuropas.

Erklärung zu Tafel XVII.

Fig. 1—4. *Succinea primaeva Math.* aus dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 5. *Pupa* (*Vertigo*) *oviformis n. sp.* aus dem grauen Süßwassermergel mit *Helix*.
Fig. 6. „ „ *aff. myrmido Mich.* aus dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 7. „ „ *aff. myrmido Mich.* aus dem grauen Süßwasserkalk.
Fig. 8. „ „ *aff. Nouleti Mich.* aus dem grauen Süßwasserkalk.
Fig. 9. *Helix* (*Iberus*) *Richarzi n. sp.* aus dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 10. *Hyalina Reussi n. sp.* ans dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 11. *Helix* (*Iberus?*) *Richarzi n. sp.* aus dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 12. *Pupa* (*Leucochila*) *aff. Dupuyi Mich.* aus dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 13. *Helix* (*Gonostoma*) *aff. phacodes Thom.* aus dem weißen Süßwasserkalk.
Fig. 14. „ „ *aff. phacodes Thom.* aus den Quelltuffen.
Fig. 14 *a.* Vergrößert.
Fig. 15. *Helix* (*Fruticicola*) *Vaceki n. sp.* aus den Quelltuffen.
Fig. 15 *a.* Innere Windungen vergrößert.
Fig. 16. *Patula ruderoides Mich.*, vergrößert, aus den Quelltuffen.
Fig. 17. „ „ „ aus den Quelltuffen.
Fig. 18. *Helix* (*Campylaea*) *Toulai n. sp* aus den Quelltuffen, zu oberst die inneren Windungen vergrößert.
Fig. 19—21. *Helix* (*Fruticicola*) *mödlingensis n. sp.* aus den weißen Süßwasserkalken.
Fig. 22. *Helix* (*Fruticicola*) *goniostoma Sandb.*, die inneren Windungen vergrößert.
Fig. 23. „ „ *goniostoma Sandb.* aus den weißen Süßwasserkalken.
Fig. 24, 25. *Helix* (*Fruticicola*) *goniostoma Sandb.* aus den Quelltuffen.
Fig. 26. *Helix* (*Campylaea*) *Toulai n. sp.* aus den Quelltuffen.
Fig. 27. *Planorbis* (*Gyrorbis*) *Mariae Mich.* aus den weißen Süßwasserkalken. Steinkern.
Fig. 28. *Planorbis* (*Gyrorbis*) *Mariae Mich.* aus den weißen Süßwasserkalken. Abdruck.
Fig. 29, 30. *Planorbis* (*Anisus*) *Matheroni Fisch. et Tourn.* aus den weißen Süßwasserkalken.
Fig. 31. *Limnaeus cfr. Bouilleti Mich.* aus den weißen Süßwasserkalken. Großes Exemplar.
Fig. 32. *Limnaeus cfr. Bouilleti Mich.* aus den weißen Süßwasserkalken. Kleines Exemplar.
Fig. 33. *Planorbis* (*Segmentina*) *filocinctus Sandb.* aus den weißen Süßwasserkalken.
Fig. 34. *Bythinia aff. tentaculata Linn.* aus den weißen Süßwasserkalken. Hohes Exemplar.
Fig. 35. *Bythinia aff. tentaculata Linn.* aus den weißen Süßwasserkalken. Niedriges Exemplar.
Fig. 36, 37. *Planorbis aff. heriacensis Font.* aus den weißen Süßwasserkalken.
Fig. 38. *Valvata? sp.* aus den grauen Süßwasserkalken.
Fig. 39. *Planorbis aff. heriacensis Font.* aus den weißen Süßwasserkalken.

Die Originale befinden sich in der Münchener geolog.-paläontologischen Sammlung, mit Ausnahme von Fig. 7, 8 und 38, welche Eigentum des geologischen Instituts der Wiener Technischen Hochschule sind.

Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges.

Von Dr. Franz E. Suess.

Mit 2 Tafeln (Nr. XVIII—XIX) und 2 Textfiguren.

Der etwa 150 *km* lange Streifen von Rotliegendbildungen, der von Senftenberg in Böhmen über Mähr.-Trübau, Boskowitz und Rossitz nach Mähr.-Kromau zieht, mußte bereits die Aufmerksamkeit der ersten Erforscher der mährischen Geologie erregen und seine tektonische Bedeutung, als Grenzlinie zwischen den kristallinischen Schiefergesteinen des Urgebirges der böhmischen Masse im Westen und den altpaläozoischen Faltenzügen der Sudeten mit der Brünner Intrusivmasse im Osten, konnte schon frühen Beobachtern nicht entgehen[1]). In neuerer Zeit gab Tietze diesem langen und schmalen „Graben“ den Namen „Boskowitzer Furche“ und verwies zugleich auf dessen Beziehung zu jenen postcretacischen Störungen, welchen die sudetischen Höhenzüge mit dem Riesengebirge ihre Entstehung verdanken, und ferner auf die Gabelung der Furche im Norden in parallele Gräben, die gleichwertig erscheinen dem südlichen verschmälerten Ende der Neißesenke, welches bis Schildberg in Mähren reicht[2]).

Von der großen Flexur bei Eisenbrod gehen die Brüche aus, welche die Kreidegebiete bei Miletin, bei Königinhof und bei Josefstadt queren; ihre Fortsetzung sind die Brüche an der Adler in der Umgebung von Pottenstein, bei Senftenberg und bei Geiersberg. Dort beginnt bereits der Rotliegendzug der Boskowitzer Furche, der, ebenso wie die begleitenden Brüche in der Gegend von Mähr.-Trübau, aus

[1]) O. Hingenau, Geogn. Verhältnisse Mährens und Schlesiens. Wien 1852. — C. v. Reichenbach, Geologische Mitteilungen aus Mähren. Wien 1834. — A. E. Reuß, Beiträge z. geogn. Kenntnis Mährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. V, 1854, pag. 663. — F. v. Hauer, Geol. Übersichtskarte d. österr.-ungar. Monarchie. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, Heft 1, pag. 41.

[2]) Näheres über d. Boskowitzer Furche s. bes. E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron u. Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 317—719. — F. d. Mitte u. d. Süden: L. v. Tausch, Über die krist. Schiefer und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördl. v. Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 265—414. — A. Makowsky u. A. Rzehak, Die geol. Verhältnisse d. Umgebung v. Brünn, als Erläuterungen z. geol. Karte. Verhandl. d. naturw. Ver. Brünns, Bd. 22, 1884.

der südöstlichen in die südliche Richtung umbiegt. Den gleichen Bogen beschreiben die Brüche der Heuscheuer- und der Neißesenke, mit ihrem südlichen Ende sich der Boskowitzer Furche nähernd.

Ähnlich einer Virgation wird das Bündel von Brüchen in der Gegend von Landskron und Zwittau zusammengezogen und verengt sich südwärts von Boskowitz zu dem schmalen Graben mit inneren Längsbrüchen. Nordsüdliche Brüche in großer Zahl und auch Querbrüche durchsetzen im Osten der Furche die Brünner Intrusivmasse und die benachbarten Devon- und Kulmgebiete [1]).

Die allgemeine Bedeutung der Boskowitzer Furche als Grenzscheide zweier Gebiete von gänzlich verschiedenem geologischen Bau sowie ihre Beziehungen zum gesamten Bauplan der Sudeten habe ich bei anderer Gelegenheit darzustellen versucht [2]).

Dieser Aufsatz bespricht nur die tektonischen Einzelheiten des südlichen Teiles des Grabens, sein südliches Ende und die Fortsetzung der tektonischen Linien über das südliche Ende der Boskowitzer Furche hinaus bis in die Gegend von Znaim und soweit noch die übergreifende Tertiär- und Lößdecke die Verfolgung gestattet.

Ein Teil der Ergebnisse der geologischen Aufnahme des Kartenblattes Brünn (Z. 9, Kol. XV) wurde hier niedergelegt. Es hat sich aber notwendig gezeigt zum Verständnis der Verhältnisse, die Untersuchungen über die Grenzen des Kartenblattes hinaus auszudehnen, und zwar sowohl nordwärts in die Gegend von Eichhorn und Tischnowitz (Bl. Boskowitz-Blansko, Z. 8, Kol. XV) und insbesondere südwärts bis Hosterlitz und Mißlitz (Bl. Znaim, Z. 10, Kol. XIV). Manche Einzelheiten mußten gegenüber der Darstellung in früheren kleineren Notizen und vorläufigen Berichten ergänzt und umgedeutet werden, in den Hauptzügen aber blieb die dort niedergelegte Auffassung unverändert [3]).

Während meiner Arbeiten hatte ich mich der wiederholten Unterstützung von seiten der Direktion der Rossitzer Bergbaugesellschaft zu erfreuen und es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle insbesondere Herrn Direktor, Ingenieur J. Jičinsky, meinen ergebenen Dank zu sagen.

I. Die Sedimente des Grabens.

a) Alter.

Die Ausfüllung der Boskowitzer Furche besteht im weitaus größeren, nördlichen Teile aus roten und grauen Sandsteinen und dünnplattigen Schiefertonen mit einzelnen Geröll- und Konglomeratlagen, einer wechselvollen und mächtigen Serie von Festlandsedimenten, welche dem Rotliegenden angehört (s. Taf. XVIII). Von Rziczan bei

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 31.

[2]) Bau und Bild d. böhm. Masse, Wien 1908, pag. 288—299.

[3]) Die Tektonik d. südlichen Teiles der Boskowitzer Furche. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 95. — Exkursion nach Segengottes bei Brünn. Livret-Guide, IX. Congrès geol. international. Wien 1903.

Rossitz südwärts ergänzt sich die Schichtserie gegen unten durch die flözführenden Sandsteine und durch mächtige Konglomeratmassen. Die letzteren Stufen wurden seit den Zeiten der ersten Erforschung des Gebietes zur Steinkohlenformation gestellt (Sturs Rossitzer Schichten).

Katzer[1]) hat die Flora der Flöze von Rossitz einer neuerlichen Revision unterzogen; er fand neben Formen der oberen Steinkohlenformation auch Vertreter des Perms, und insbesondere das Auftreten von *Walchia piniformis* im mittleren Flöze veranlaßte ihn, den ganzen Komplex für das Perm zu beanspruchen. Weithofer ist dagegen der Ansicht, daß das Auftreten einzelner permischer Vorläufer nicht maßgebend sein könne für eine Verschiebung des ganzen Komplexes in das Perm. Ihm zufolge gehört der Flözhorizont noch zum obersten Karbon (Radowentzer Schichten); die echte Permflora beginnt erst über dem Dache der Flöze.

Den innigen Verband der beiden Schichtglieder, des Flözhorizonts und des Rotliegenden, brachten Makowsky und Rzehak in ihren Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Brünn durch die zusammenfassende Bezeichnung „Permo-Karbon" zum Ausdrucke. In den beifolgenden Profilen wurden, mit Anlehnung an die Auffassungen von Stur und Weithofer, die Flöze und die Schichten unter denselben als Oberkarbon von dem Rotliegenden abgetrennt; eine Einteilung, die der in Frankreich üblichen am nächsten kommt. Es soll indes hier kein Urteil abgegeben werden über diese Frage der allgemeinen Stratigraphie, welche für die hier behandelten Lagerungsverhältnisse nicht von Belang ist.

b) Bildungsweise der Sedimente des Oberkarbons und Perms im französischen Zentralplateau und in der böhmischen Masse.

Die Untersuchungen J. Walthers[2]) über die geologischen Vorgänge und die Bildung mächtiger Binnensedimente in den gegenwärtigen Wüsten und großen abflußlosen Festlandsbecken haben das Verständnis eröffnet für die Natur der Sedimente des Oberkarbons und Perms auf den variszischen Horsten[3]). Etwas anders verhält es sich mit den limnischen Kohlengebieten, welche die variszische Faltungszone umsäumen und in welchen Lagen mit Meereskonchylien zwischen die Kontinentalsedimente eingestreut sind. Man wird sie als die Region der Uferlagunen des großen Wüstenkontinents ansehen können.

Schon die Erfahrungen in den Kohlenbecken des französischen Zentralplateaus haben gelehrt, daß eine Gliederung dieser Ablagerung

[1]) F. Katzer, Vorbericht über eine Monographie der fossilen Flora von Rossitz in Mähren. Sitzungsber. der k. böhm. Ges. d. Wissenschaften, math.-naturw. Kl., 1895, Nr. XXV. — K. A. Weithofer, Geol. Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 411. — Die geol. Verhältnisse der Steinkohlenablagerungen Böhmens. Bericht über d. allgem. Bergmannstag, Wien 1903.

[2]) J. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin 1900. — Die Denudation in der Wüste. Math.-phys. Klasse d. sächs. Ges. d. Wissenschaften, Bd. XII, Leipzig 1891.

[3]) S. K. Weithofer, Geol. Skizze des Kladno-Rakonitzer Kohlenbeckens. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 414.

in gleichmäßig petrographische Horizonte nicht durchführbar ist. In den mächtigen Anhäufungen von wenig gerollten und sehr groben Schuttmassen, welche in der Regel die Basis der einzelnen Vorkommnisse bilden, kann man nach den Beschreibungen Walthers die Ablagerungen jener periodisch sehr wasserreichen Wüstenströme erkennen, welche häufig ihren Lauf wechseln oder ganz austrocknen. Diese sind imstande, derartige Sedimente vom Charakter der Strandbildungen in erstaunlicher Mächtigkeit übereinanderzuschichten.

In manchen Wüstengebieten werden durch den mechanischen Zerfall kristallinischer Gesteine, bei dem chemische Zersetzung nur eine geringe Rolle spielt, enorme Sandmassen erzeugt; in Gestalt von wandernden Dünen breiten sie sich über die zeitweiligen Seen und Pfützen, in denen sich der feine, von weniger bewegter Luft getragene Staub mit den Glimmerblättchen als geschichteter oder ungeschichteter Schlamm und Seelöß gesammelt hat. So erklärt sich der vielhundertfache Wechsel von feldspatreichen gröberen Arkosen mit feineren glimmerreichen Sanden und mit feinblättrigen tonigen Schiefern, mit den häufigen Wellenfurchen und den selteneren Fährten der zum Wasser wandernden Tiere. In den Brandschieferflözen mit den zahlreichen Pflanzen und Fischresten kann man die Bildungen jener durch Grundwasseraustritt entstandenen Wüstenseen oder Oasen erkennen, in denen oft örtlich das organische Leben zu üppiger Entfaltung erwacht. Die lebhafte Oxydfärbung, erzeugt durch den Mangel an reduzierenden Substanzen in den trockenen und starker Sonnenbestrahlung ausgesetzten Gebieten, ist ebenfalls in den Sedimenten des Rotliegenden erhalten geblieben [1]).

In der böhmischen Masse ebenso wie im französischen Zentralplateau beginnen die noch erhaltenen Reste dieser Festlandbildungen an den einzelnen Punkten mit verschiedenen Stufen des Oberkarbons und des Perms. Sie sind aus der Zerstörung einer unebenen Landoberfläche hervorgegangen. In der Regel beginnt die Schichtserie der einzelnen Vorkommnisse mit mächtigen Konglomeraten oder Breccien, deren Material dem Liegendgebirge der allernächsten Nachbarschaft entstammt. Es sind unsortierte grobklastische Massen, wie sie in den Felswannen und am Fuße einzelner Erhebungen der abflußlosen Gebiete der Gegenwart beobachtet werden. Die gleichmäßig gerundeten und geglätteten, quarzreichen Schotter, welche die Terrassen und Alluvien wohl ausgebildeter Flußsysteme kennzeichnen, werden in diesem Deltas nicht gefunden. Erst nach der Zerstörung der aufragenden Unebenheiten, nachdem der anstehende Fels bereits gänzlich im Schutt vergraben war, kam, wie es scheint, die Anhäufung äolischer Sedimente — von glimmerigem Sand und von Ton in Staubform — in vorwiegendem Maße zur Geltung.

Fayol [2]) beschrieb sehr eingehend die deltaähnlichen Aufschüttungen des Kohlenbeckens von Commentry; die wechselnd

[1]) Über d. Einfluß d. Sonnenbestrahlung. S. Katzer, Über die rote Farbe von Schichtgesteinen. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1899, Bd. II, pag. 177.

[2]) H. Fayol, Études sur le terrain houiller de Commentry. Bull. soc. industr. mineral. St. Étienne 1887. Livre I. u. Livret-Guide VIII. Congrès géologique international. Paris 1900.

mächtigen Anhäufungen sehr grober Konglomerate im Liegenden, deren Trümmer an der Basis am größten und am wenigsten abgerollt sind, bestehen aus den Urgebirgsgesteinen der unmittelbaren Nachbarschaft, zu denen sich nur noch das in der Nähe nicht mehr anstehende Unterkarbon gesellt. In einzelnen Zonen des kleinen Beckens ist das Gesteinsmaterial der Sedimente je nach seiner Herkunft ein verschiedenes; so sind Unterkarbon und Porphyrgerölle nur im Osten, Granit und „Mikrogranulit" (feinkörniger Muskovitgranit) nur im Westen vorhanden. In den mittleren Zonen findet eine unregelmäßige Vermischung der Elemente statt.

Die Bänke desselben geologischen Niveaus zeigen verschiedene Zusammensetzung, sowohl bezüglich der Herkunft als auch bezüglich der Größe der Bruchstücke. Örtlich keilen einzelne Bänke sehr rasch aus oder es vollzieht sich ein allmählicher Übergang innerhalb derselben Bank von einer grobkörnigen Breccie zu grobkörnigem oder feinkörnigem Sandstein, mit oder ohne eingestreuten Geröllen. Das Flöz zeigt eine sehr unregelmäßige Gestalt, zu großer Mächtigkeit anschwellend und rasch auskeilend; es zerteilt sich mehrfach in abzweigende Äste, die ebenfalls in horizontaler Richtung in Sande und Schiefer übergehen und stellenweise auch Konglomeratlagen aufnehmen. Das Liegende schwankt an verschiedenen Stellen bedeutend in der Mächtigkeit (500—1600 *m*) und die einzelnen Bänke konvergieren mit ursprünglich steiler Neigung gegen das Innere der Mulde. Ganz ohne bestimmte Grenze vollzieht sich der Übergang in die Gesteine des Rotliegenden, in welcher das Material des Oberkarbons und auch Flöztrümmer eine neuerliche Umlagerung erfahren haben und die Gerölle neuerlich zu Konglomeratbänken, oft mit recht großen Trümmern vereinigt sind.

In ähnlicher Weise liegen an der Basis des Beckens an der Loire (Saint Étienne) 200—500 *m* mächtige Trümmermassen; nach Grand'Eury[1]) sind es die Anschüttungen starker Wildbäche. Gegen das Innere des versenkten Beckens keilen diese „Basalbreccien" allmählich aus. An Wurzelstöcken und zum Teil noch aufrechten Stämmen erkennt man, daß die Flöze in stellenweise recht seichten Wasserbecken abgelagert wurden und nur ein andauerndes, bald gleichmäßiges, bald ruckweises Absinken des Untergrundes kann nach Grand'Eury die wiederholte Flözbildung und die Mächtigkeit (2500 *m*) der Sedimente erklären.

Nach den ausführlichen Beschreibungen von Mouret[2]) zeigen die Ablagerungen des Oberkarbons und Perms von Brive im Westen des Zentralplateaus im allgemeinen die gleichen Verhältnisse, nur bilden hier wie in den meisten kleineren französischen Becken (Allier, Autin, Creusot, La Sarre, Decize) die ruhigeren und regelmäßigen Sedimente, insbesondere die roten und bunten Schiefer des Perms, gegenüber den Basiskonglomeraten den weitaus größeren Teil der Ab-

[1]) M. C. Grand'Eury, Bassin houiller de la Loire. Livret-Guide VIII. Congrès géologique international, Paris 1900, Nr. XI *b*.

[2]) G. Mouret, Bassin houiller et permien de Brive. Ministère des travaux publics. Études des gites mineraux, Paris 1891.

lagerungen. Auch in den übrigen französischen Vorkommnissen ist den weiter verbreiteten und regelmäßigeren Ablagerungen feinerer Bestandteile die Anhäufung ungeordneter Blockmassen, von Gehängeschutt und grobem Flußgerölle vorausgegangen (zum Beispiel Juillac, Saint-Ferréol).

Der gleiche Grundplan kehrt in den einzelnen Oberkarbon- und Permbecken der böhmischen Masse wieder. Abänderungen bestehen nur darin, daß in dem einen Falle die groben Sedimente der Basis, in einem anderen Falle die Sandsteine oder die regelmäßig gelagerten Schiefer der höheren Abteilung eine größere Verbreitung besitzen. Die ersteren wurden hier wie dort in den Vertiefungen des unebenen Landes abgelagert, in denen auch die Gelegenheit zur Ansammlung größerer Wasserbecken und zur Flözbildung geboten war, während die Sedimente des Rotliegenden in der böhmischen Masse ebenso wie in Frankreich über das Karbon übergreifen und häufig dem Grundgebirge unmittelbar auflagern.

c) Gliederung der Sedimente der Boskowitzer Furche.

Die Ablagerungen im südlichen Teile der Boskowitzer Furche fordern in besonderem Maße heraus zum Vergleiche mit denen mancher französischer Becken, wie Commentry, Decazeville und Brive. Auch hier liegen sehr grobblockige Konglomerate von wechselnder Mächtigkeit an der Basis der ganzen Ablagerung. Gegen oben werden die Gesteinstrümmer kleiner und mehr abgerollt und es treten immer häufiger Sandsteine und Arkosebänke zwischen die Geröllager. Sie bilden im Vereine mit tonigen und glimmerigen Schiefern die Begleiter der Flöze und darüber folgt erst die mächtige Serie des Rotliegenden mit dem tausendfachen Wechsel von Sandstein- und Schieferbänken und den Brandschieferflözen. Einzelne Konglomeratbänke und Geröllager finden sich wohl noch im Hangenden der Flöze, sie werden aber immer schwächer und seltener und in den höchsten Horizonten des Rotliegenden fehlen sie gänzlich.

Ähnlich wie in einzelnen der erwähnten französischen Vorkommnisse kann man auch im Gebiete von Rossitz zweierlei Zonen mit verschiedener Herkunft des Materials unterscheiden. Im Osten und im Süden (besonders deutlich im Rokytnatale unterhalb Rotigel) sind die Trümmer der Konglomerate ausschließlich sudetische Gesteine, und zwar in weitaus vorwiegender Menge Blöcke von Kulmgrauwacke, seltener sind Blöcke von Devonkalk. Am Westrande der Furche von Kromau nordwärts bestehen die Konglomerate aus den Trümmern des unmittelbar benachbarten Grundgebirges und enthalten nur vereinzelte Gerölle von Kulm, welche dann kleiner und mehr abgerollt sind als die Blöcke der östlichen Konglomerate und auch als die kristallinischen Gesteine desselben Lagers.

Die erstere Ausbildung der Liegendkonglomerate wird im folgenden nach seinem Hauptverbreitungsgebiete an der Rokytna als das Rokytnakonglomerat, die zweite nach dem Balinkatale, einem Seitentälchen der Oslawa bei Padochau, als das Balinkakonglomerat bezeichnet (s. Taf. XVIII).

Im Hangenden der Flöze sind nur unregelmäßige Stücke kristallinischer Gesteine den groben Arkosen, welche aus dem Zerfall des Grundgebirges entstanden sind, lagenweise eingestreut. Aber weiter im Osten, in der Mitte der Furche (zum Beispiel beim Bahnhof Rossitz), findet man noch in höheren Teilen des Rotliegenden da und dort ein wohlgeglättetes, kleineres Geschiebe von Kulmgrauwacke, das ohne Zweifel den tieferen Konglomeratlagen entstammt und von neuem umgelagert wurde.

Im südlichen Teile des Grabens, an der Iglawa bei Hrubschitz und Rzecznowitz und bei Mähr.-Kromau, wo die Konglomerate die ganze Breite der Furche einnehmen, findet eine Vermengung der von Osten und der von Westen her kommenden Gesteinstrümmer statt oder die Konglomeratlagen verschiedener Herkunft und Zusammensetzung greifen fingerförmig ineinander.

Die Trümmer der Konglomerate des Westrandes entstammen, wie gesagt, stets dem unmittelbar benachbarten Grundgebirge und bestehen somit nördlich von Oslawan aus Bittescher Gneis (Augen- und Sericitgneis) und Phyllit, in der Umgebung von Oslawan aus den härteren quarzreichen und aplitischen Gesteinen, welche lagenweise im benachbarten Glimmerschiefer auftreten, und in der südlichen Strecke bis Kromau aus den Granuliten, Amphiboliten und Serpentinen des moldanubischen Grundgebirges.

Die Unregelmäßigkeiten im Aufbau des ganzen Schichtkomplexes wurden nach dem Gesagten hervorgerufen durch die ungleichmäßige Verteilung des Materials in bezug auf Herkunft und auf Größe der Bestandteile, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung. Sie findet insbesondere ihren Ausdruck in der schwankenden Mächtigkeit und wechselnden Zusammensetzung der Liegendkonglomerate. Eine Gliederung in scharf gesonderte Horizonte läßt sich nicht durchführen, dagegen sind die Hauptgesteinstypen in große Gruppen zu sondern, welche durch Übergangs- und Mischungszonen miteinander verbunden sind und nur im großen ganzen, nicht im einzelnen, verschiedenen Altersstufen entsprechen. Eine Besprechung dieser Gruppen und ihrer Verbreitungsgebiete mag hier der Beschreibung der Profile vorangestellt werden.

1. Das Liegendkonglomerat besteht nach dem Gesagten aus dem östlichen Rokytnakonglomerat und dem westlichen Balinkakonglomerat.

a) Das Rokytnakonglomerat besteht aus den Schuttmassen und Gießbachdeltas, welche von dem östlichen Gebirge niedergegangen sind. Sie sind vortrefflich aufgeschlossen in den dunkelrotbraunen felsigen Abhängen im Rokytnatale bei Mähr.-Kromau, Rotigel und Butkowitz und im Iglawatale zwischen Rzecznowitz und Alexowitz. Die dem Kulm entstammenden Grauwackenblöcke sind häufig kopfgroß, nicht selten werden sie noch größer und in einzelnen Fällen erreichen sie sogar Dimensionen bis zu $2^1/_2$ *m*. Weniger umfangreich sind die selteneren Blöcke von Devonkalk, sie übertreffen nur in Ausnahmsfällen Kopfgröße. Die ganze Masse ist in undeutliche Lagen geordnet und grobgebankt, so daß man das Verflächen in der Regel recht gut wahrnehmen kann. Hie und da sind Lagen von faustgroßen

oder kleineren glatten Geröllen eingeschaltet, welche Zeugnis geben von etwas längerem Wassertransport (Neslowitz). Bänke von grauem oder rötlich braunem glimmerigen Sandstein, mit oder ohne eingestreute Gerölle, finden sich nur vereinzelt und etwas häufiger nur in den oberen Teilen dieser Konglomerate (zum Beispiel am Zusammenflusse der Iglawa und Oslawa bei Eibenschitz).

Eine Lage von bituminösem und kohligem Tonschiefer (Brandschiefer) ist bei Kromau dem Konglomerat eingeschaltet, man trifft sie nördlich von Kromau, auf dem Waldwege, der vom Forsthause durch den Tiergarten zur Floriankapelle führt, ferner in Spuren unterhalb der nördlichen Stadtmauer, und besser aufgeschlossen im Gehänge gegen Rakschitz, unterhalb der Straße, die vom Wachtelberge herabführt, etwa 300 Schritte O vom Meierhofe. Neben verschiedenen Pflanzenresten (*Annularia*, *Pecopteris*, *Callypteris*) und Fischschuppen enthält sie zahlreiche, wenig deutliche Abdrücke einer Muschel, welche von A. Schmidt als *Palaeanodonta cf. Verneuili*, *Amalitzky* bestimmt wurde [1]).

Die Mächtigkeit der Konglomerate an der Rokytna beträgt mindestens 200 *m*.

Konglomerate gleicher Art setzen sich in Form eines schmalen Saumes, der streckenweise durch Löß verhüllt ist, nordwärts fort bis über Tischnowitz hinaus [2]). Bei Czebin und bei Malostowitz sind sie den Klippen von Devonkalk unmittelbar aufgelagert und sind daselbst viel reicher an Kalkblöcken als sonst. Wie sich unten durch die Erläuterung der Profile ergeben wird, trennt eine Verwerfung diesen Saum ältester Ablagerungen von den Rotliegendsedimenten in der Mitte der Furche.

b) Das Balinkakonglomerat mit den begleitenden Sandsteinen im Liegenden der Flöze ist am besten aufgeschlossen an der Oslawa im Dorfe Oslawan am Westrande des Grabens. Hier, ebenso wie weiter im Norden, wo die Oslawa in einer Krümmung den Grabenrand nochmals quert, und im Seitentälchen der Balinka schließen an das Grundgebirge Konglomerate von meist faustgroßen, nur selten kopfgroßen Trümmern, in denen neben den kristallinischen Gesteinen nur vereinzelt Grauwackengerölle auftreten. Die letzteren sind stets mehr geglättet und zu vollkommeneren Geröllen geworden als die dem benachbarten Grundgebirge entstammenden Stücke. Die rotbraune Färbung ist weniger intensiv als in den Rokytnakonglomeraten. Das grobkörnige und feldspatige Sandsteinzement, welches lagenweise auftritt und den Übergang zu wahren Sandstein- und

---

[1]) A. Schmidt, Die Zweischaler des niederschles. und böhm. Rotliegenden. N. Jahrb. f. Mineralogie etc., Jahrg. 1905, Bd. I, pag. 57.

[2]) Irrtümlicherweise wurde von einigen Autoren dieses östliche Konglomerat in das Hangende des Rotliegenden gestellt und als ein zweiter Konglomerathorizont von dem im Liegenden des Flözes unterschieden. — W. Helmhacker, Übersicht d. geognostischen Verhältnisse der Rossitz-Oslawaner Steinkohlenformation. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1866, pag. 447. — C. Schwippel, Das Rossitz-Oslawaner Steinkohlengebiet. Verhandl. d. naturw. Ver. Brünn, Bd. III, 1864. — Siehe auch die Beschreibung d. „Liegend“- (= Konglom. d. Flözhorizontes, Balinkakonglomerat) u. d. „Hangend“konglomerate (= östl. Konglomerat oder Rokitnakonglomerat) bei Makowsky u. Rzehak, l. c., pag. 67.

Arkosebänken vermittelt, bildet einen weiteren recht auffallenden Unterschied gegenüber den Rokytnakonglomeraten.

2. Die flözführenden Schichten. Im Profile an der Oslawa werden die etwa 50 *m* mächtigen Konglomerate von geschichtetem, oft recht feldspatreichem Sandstein mit dünnen Einlagerungen von Schieferton abgelöst. Die Gesteine sind grau oder auch intensiv rotbraun und enthalten stets einzelne Glimmerblättchen. Nach weiteren 20 *m* folgt das Liegende oder dritte Flöz, nicht abbauwürdig, aber sehr reich an Pflanzenresten, und nach einer etwa 50 *m* mächtigen Folge von verschiedenfarbigen Sandsteinen mit Zwischenlagen von dünnplattigem tonigen Schiefer und neuerlichen Geröll-lagen folgt das etwas stärkere zweite Flöz (s. Prof. VIII, Taf. XIX).

Etwa 120 *m* horizontaler Mächtigkeit, bestehend aus Sandsteinen mit einzelnen Geröllagen und schwächeren Flözschmitzen, trennen das zweite von dem ersten oder Hauptflöz, über dem sich in mannigfachem Wechsel von meist roten plattigen Sandsteinen und Schiefern der Übergang zum Rotliegenden vollzieht.

Im Iglawatale bei Hrubschitz erscheinen nahe am Westrande des Grabens ähnliche Konglomerate wie bei Oslawan, vielleicht etwas reicher an Kulmgeröllen. Größere Mächtigkeit als die Konglomerate besitzen aber hier psammitische Gesteine. Zum Teil sind es Bänke von weißem, ziemlich festem Sandstein, der hauptsächlich aus Quarz besteht mit relativ wenig, weiß kaolinisiertem Feldspat; zum weit größeren Teile jedoch blaßrote bis rötlichbraune Arkosen, oft mit recht groben Splittern von unzersetztem Feldspat. Sie enthalten oft ungleichmäßig verteilte, unregelmäßige Trümmer des Grundgebirges; diese Geröllager gehen örtlich in die Konglomerate über. Die Arkosebänke bei Hrubschitz, von denen einzelne bis gegen 10 *m* mächtig werden können, sind durch grauglimmerige Tonschiefer voneinander getrennt. Schwarze, tonige Lagen bilden an einer Stelle einen Übergang zu Brandschiefer und überdies enthält der Sandstein spärliche kohlige Schmitzen und Abdrücke von Pflanzenstengeln.

Ähnliche Arkosen und Sandsteine werden am rechten Ufer der Iglawa oberhalb Rzecznowitz als Werksteine und Pflastersteine gebrochen. Verschiedenfarbige Gesteinsbänke wechseln recht rasch miteinander ab; und die rotbraunen Konglomeratbänke mit verhältnismäßig zahlreichen Kulmgeröllen scheinen sich zeitweise von Osten her über die von Westen stammenden Arkosen mit den Gneistrümmern ergossen zu haben. Aber in den andauernd nach Ost fallenden Konglomeraten sind bis zum Dorfe Ober-Rzecznowitz immer noch die Gneise und Granulite bei weitem der häufigste Bestandteil. Erst im Dorfe selbst treten ziemlich unvermittelt die echten Rokytnakonglomerate auf mit dunklerer Färbung, weit größeren Blöcken und ohne jede Spur von kristallinischen Gesteinen (s. Prof. IX, Taf. XIX).

Trotzdem das östliche Einfallen gleichmäßig anhält, scheint es mir wegen des unvermittelten Wechsels und auch wegen der Verhältnisse weiter im Süden wahrscheinlich, daß bei Ober-Rzecznowitz die westlichen und die östlichen Konglomerate an einer Störung miteinander in Berührung treten.

Nord von Mähr.-Kromau, im alten Tiergarten, werden ganz ähnliche Gesteine gebrochen wie bei Hrubschitz und Rzecznowitz. Begleiter sind auch hier plattige Schiefer und Geröllagen.

Die Grenze zwischen den beiderlei Konglomeraten ist auch hier ziemlich scharf und verläuft östlich vom Forsthause vorbei, quer unter der Stadt Kromau hindurch und kreuzt die Straße zum Bahnhofe östlich vom Meierhofe in der Nähe der oben erwähnten pflanzenführenden Brandschiefer.

Nordwestlich von Kromau, bei Pollanka, legen sich nicht Konglomerate, sondern rote glimmerige Sandsteine unmittelbar an den Granulit (s. Prof. X, Taf. XIX).

In den Profilen nordwärts von Oslawan treten die Konglomeratlagen zwischen den Sandsteinen und Schiefern unter dem Flözzuge und innerhalb desselben immer mehr zurück. Ganz frische Konglomeratstücke aus dem Liegenden des Flözes im Ferdinandsschachte bei Segengottes sind sehr fest; es fehlt das rotbraune Bindemittel, die kantigen oder wohlgerundeten Stücke von Serizitgneis und Phyllit sind unzersetzt und zeigen ihre ursprüngliche helle Farbe; auch diese Konglomerate enthalten abgerollte Stücke von frischer, grünlicher oder grauer Kulmgrauwacke. Sie gehen über in blaßrote oder weiße, seltener rotbraune Arkosen mit oft recht großen Feldspatsplittern und Glimmerblättchen und eingestreuten Gneisträmmern. Aber dazwischen finden sich auch Lagen von weicherem tonigen, oft verquetschtem, rotem oder rotbraunem und dunkelgrauem Sandstein und Schiefer mit Glimmerblättchen. Erst in den Schichten über dem Flözzuge verschwinden die Beimengungen sudetischer Gesteine.

Abgesehen von zahlreichen kleineren Verwerfungen und den Störungen im Norden bei Okrouhlik und im Süden bei Neudorf, zeigt der Komplex der flözführenden Schichten das Bild einer steil gegen Ost geneigten Muldenhälfte. Die Neigung ist natürlich nicht mehr die der ursprünglichen Ablagerung, sondern durch nachträgliche Senkung erzeugt. Vergleicht man die Flözmächtigkeiten und die Mächtigkeiten der tauben Mittel in den einzelnen Profilen (s. Taf. XIX), so erkennt man, daß die Mitte des nur mehr teilweise erhaltenen Beckens etwa in der Gegend des Franziskaschachtes bei Padochau gelegen war [1]).

Das erste Flöz wurde in früherer Zeit in der Ferdinandsgrube und bei Okrouhlik nördlich von Segengottes in der Mächtigkeit von $^{3}/_{4}$—1 *m* abgebaut, doch wird dort seine Qualität durch schiefrige Zwischenmittel, örtliche Vertaubungen und Verdrückungen stark beeinträchtigt. Gegen Süden allmählich anschwellend, erreicht es bei Babitz und Zbeschau bereits 4 *m*, bei Padochau sogar über 6 *m* Mächtigkeit. Im ehemaligen Mariastollen bei Oslawan hat es bereits wieder auf 3—4 *m* abgenommen; und die alten Angaben über das stark gestörte Flöz in den aufgelassenen Werken der Dreieinigkeitsgrube und der Konkordia-Schurfgesellschaft bei Neudorf verzeichnen nur mehr eine Mächtigkeit des Hauptflözes von $^{1}/_{2}$—1 *m*.

[1]) Genauere Beschreibung d. Flöze s. in den oben zitierten Aufsätzen von Helmhacker u. in den „Mineralkohlen Österreichs“, herausgeg. v. Komitee d. allgem. Bergmannstages, Wien 1903, pag. 417.

Das taube Mittel zwischen dem ersten und dem zweiten Flöze beträgt bis Okrouhlik noch 30 *m*, bei Babitz mehr als 40 *m*, im Simsonschachte bereits 60 *m* und schwillt im Franziskaschachte bis auf nahezu 90 *m* an; zugleich stellen sich in den Sandsteinen schon bei Zbeschau einige schwächere Zwischenflözchen ein, welche in dem Profil an der Oslawa noch zutage sichtbar sind. Hier hat die Mächtigkeit des tauben Mittels jedoch bereits wieder etwas abgenommen (80 *m*).

Ähnlich wie das erste Flöz verhält sich das bedeutend schwächere zweite. Bei Okrouhlik wurde es nicht nachgewiesen, bei Segengottes besitzt es eine Mächtigkeit von etwa 1 *m*, bei Zbeschau aber nahezu 3 *m*, eingerechnet die etwa $^3/_4$ *m* mächtigen Zwischenmittel. Im undeutlichen Ausbisse an der Oslawa mag es höchstens 2 *m* betragen und aus der Dreieinigkeitsgrube wird es mit $^1/_2$—1 *m* Mächtigkeit angeführt.

Das schwächste und nirgends abbauwürdige dritte Flöz ist erst im Gebiete von Babitz bekannt, in einer Entfernung von etwa 40 *m* unter dem zweiten. Bei Zbeschau und im Simsonschachte erreicht es in 50 *m* unter dem zweiten Flöz die größte Mächtigkeit, einschließlich mächtiger Zwischenmittel, mit etwa $^1/_2$—1 *m*; ja durch Überhandnehmen der Zwischenbank selbst 2 *m*. An der Oslawa ist es noch etwa 30 *m* unter dem zweiten Flöz sichtbar.

Größere Unregelmäßigkeiten zeigt die Mächtigkeit des Liegenden unter dem dritten Flöz bis zum Grundgebirge. Daß die Konglomerate gegen Norden allmählich abnehmen, wurde bereits erwähnt. Die stratigraphische Stellung der Konglomerate und Arkosen an der Iglawa bei Hrubschitz läßt sich kaum mit Sicherheit feststellen, zumal man vielleicht annehmen muß, daß hier die Konglomerate so sehr zugenommen haben, daß sie auch über dem Flöze in bemerkenswerter Mächtigkeit auftreten. Vielleicht sind die kohligen Schmitzen im Steinbruche nördlich von Hrubschitz die letzten Spuren des Flözes.

An der Oslawa liegen auf dem Grundgebirge bis zum dritten Flöz etwa 90 *m* Konglomerate und Sandsteine. Beim Simsonschachte nähert sich über tags der Gneis mehr dem Ausbisse des ersten Flözes, entfernt sich wieder etwas, wie es scheint, beim Ferdinandschachte, aber nördlich von Segengottes rückt der Flözausbiß bald ganz knapp an die Gneisgrenze heran. Bei diesen Unregelmäßigkeiten mag die ursprüngliche Unebenheit der Gneisoberfläche eine gewisse Rolle spielen; es ist aber fraglich, ob an der steilen Flexur das Liegende überall in der vollen Mächtigkeit erhalten geblieben ist, insbesondere wird sich unten zeigen, daß die rasche Annäherung des Flözes an den Gneis südlich und nördlich von Segengottes nicht nur durch die Abnahme des Liegenden, sondern auch durch die Verwerfung hervorgerufen wird, welche das Schichtstreichen spitzwinkelig durchschneidet.

3. Die Rotliegendsedimente. Sowohl im Profil an der Oslawa als auch südlich davon bei der Dolina erscheinen rote dünnblättrig-tonige Schiefer bereits als Einlagerungen im Liegenden des Hauptflözes, aber erst über diesem tritt die Rotfärbung in auffallender Weise hervor. Es sind plattige Sandsteine mit dünnblättrigen Ein-

lagerungen, welche das Gehänge über der Oslawa begleiten. Gegenüber der Zuckerfabrik erscheint ein erster Zug von Arkosen und Sandsteinen mit eingestreuten Geröllen und ein zweiter nach einer Unterbrechung von etwa 1 *km* an der Straße nach Eibenschütz. Die härteren, etwas gröber klastischen Partien, welche in Steinbrüchen gewonnen werden, sind an beiden Orten in ebenflächige Bänke mit dünnschiefrigen, tonigen, grauen oder roten Zwischenlagen gesondert und enthalten reichlich Geröllagen und lose, unregelmäßige Gneistrümmer eingestreut. Auch die plattigen Schiefer, welche die Lücke zwischen beiden grobklastigen Bänken einnehmen und welche am rechten Gehänge der Oslawa unter der Kuppe „Pod Kobylkem“ aufgeschlossen sind, enthalten häufige Geröllagen, wenn auch nicht so zahlreich wie die grobkörnigen Arkosen.

Weiter gegen Osten wird die Lagerung unregelmäßiger und es scheint, daß tiefere Schichten hier neuerdings emportauchen (s. Prof. VIII, Taf. XIX). Die Arkosen gegenüber der Zuckerfabrik finden ihre Fortsetzung in den Steinbrüchen bei Padochau und weiterhin in Form weißer, feldspatiger Sandsteine in den Steinbrüchen von Zbeschau und im Streichen des zweiten, etwas auffallenderen Zuges liegen Spuren etwas grobkörnigerer Sandsteine östlich von Padochau und nördlich von Kurzweil und ferner die Sandsteinbrüche mit Geröllagen unweit der Haltestelle Rossitz. Die Züge sind aber keineswegs scharf begrenzt gegenüber den umgebenden Sandsteinen und Schiefern; es sind nur unbestimmte härtere Lagen in dem mächtigen, ungegliederten Gesteinskomplex.

Gegen Norden gewinnen die feinkörnigeren Sedimente des windbewegten Sandmeeres immer größere Verbreitung und bilden den vieltausendfachen Wechsel von plattigschiefrigen Sandsteinen mit dünnblättrigen, roten, seltener grünlichen oder grauen Schiefern mit den häufigen Wellenfurchen und nicht seltenen Pflanzenresten.

Gröbere Arkosen mit Geröllen kristallinischer Gesteine, ganz gleich jenen an der Oslawa im Hangenden der Flöze, finden sich im nördlichen Teile des Grabens fast nur in der Nähe des Westrandes. Nur bei Hozdetz sind kleine Steinbrüche in einer mehr zur Mitte des Grabens gelegenen Bank angelegt (Prof. IV).

Größere Verbreitung gewinnt ähnlicher grober Gneisschutt mit zum Teil sehr großen Blöcken wieder noch weiter im Norden, im Schwarzawatale oberhalb Eichhorn-Bittischka. Grauer glimmeriger Sandstein ist hier in einigen Bänken von mehr als 10 *m* Mächtigkeit den plattigschiefrigen Gesteinen eingeschaltet (Prof. III). Er enthält stellenweise sehr große Gneistrümmer, bis zu 1 *m* Durchmesser, und zahlreiche Stücke der unweit westlich bei Laschanko anstehenden Phyllite und grauen, kristallinischen Kalke. Daneben befinden sich schmälere Bänke mit kleineren wohlgerundeten Flußgeröllen.

Schon Helmhacker unterschied zwei Brandschieferhorizonte im Rotliegenden. Obwohl diese schwarzen, tonigen und kohligen, stets sehr dünnblättrigen Schiefer mit ihren zahlreichen Pflanzen- oder Fischresten, als Absätze zufälliger Grundwassertümpel und Oasen, keine sichere Gewähr bieten für eine größere, gleichförmige Ausbreitung, so läßt doch die geradlinige Anordnung in der

Streichungsrichtung die zeitliche Zusammengehörigkeit der einzelnen Vorkommnisse vermuten. Zum ersten Horizont gehört das mächtigere Brandschieferflöz (3—5 *m*) in Liegenden der ersten Arkosebank an der Oslawa; demselben dürften die Brandschiefer der Zastavka (Juliusschacht) bei Segengottes entsprechen. (Ersteres liegt ca. 500 *m*, letztes ca. 400 *m* über dem ersten Kohlenflöz, übereinstimmend mit der allmählichen Abnahme der Mächtigkeit der Sedimente gegen Norden.) Östlich vom alten Ferdinandschachte bei Okrouhlik haben sich die Brandschieferflöze dem Kohlenflöze noch mehr genähert und es scheint, daß die Schürfe bei Rziczan nicht im Kohlenflöz, sondern bereits in den Brandschiefern angelegt sind, welche hier schon ganz knapp an das Grundgebirge herangerückt sind.

Ein zweiter Brandschieferzug, reich an Fischresten (*Palaeoniscus*), ist mehrere Meter mächtig, aufgeschlossen an einer Biegung des Baches zwischen Neslowitz und Padochau. In seiner Streichungsrichtung (h 1) liegen die etwas schwächeren Aufschlüsse bei der Haltestelle und unterhalb des Schlosses Rossitz und ferner die Brandschiefer, welche vom östlichen Teile des Dorfes Rziczan gegen Deutsch-Kinitz ziehen.

Die flözführenden Schichten und das Rotliegende bilden zusammen einen einheitlichen Komplex, der nach der Gesteinsbeschaffenheit nur willkürlich entzweigeteilt werden kann.

Die Größe der Gesteinsbruchstücke nimmt von Süden gegen Norden immer mehr ab; zugleich mit der Mächtigkeit der einzelnen grobklastischen Bänke; und ebenso wie die Konglomeratbänke unter den Flözen treten auch die Arkosen und Sandsteine mit den Geröll-lagen im Hangenden von Süden gegen Norden immer mehr zurück; die feinsandigen und tonigen Zwischenlagen gewinnen im nördlichen Teile des hier besprochenen Gebietes die Vorherrschaft. Zugleich werden die im Süden häufigen sudetischen Bruchstücke gegen oben und gegen Norden immer mehr verdrängt von den Bruchstücken kristallinischer Gesteine, so daß in den Geröllen der Arkosen bei Rziczan, Hozdetz oder Eichhorn-Bittischka keine Spur von Kulm oder Devon angetroffen wird. Dabei ist natürlich abzusehen von dem gleichmäßig fortlaufenden Saume vom Rokytnakonglomerat am Ostrande der Furche. Es fehlt aber in den Sedimenten der Boskowitzer Furche jede Spur von Gesteinen der Brünner Intrusivmasse. Dieser große Batholith war demnach zur Zeit des Oberkarbon noch verborgen unter den altpaläozoischen Sedimenten und erst der große, geradlinige Bruch hat ihn in die unmittelbare Nachbarschaft der Sedimente des Grabens gebracht.

Fig. 1, pag. 806, zeigt, in welcher Weise man sich den gesamten Schichtkomplex aus den Einzelbeobachtungen ergänzen kann. An der Basis und in der Mitte der ganzen Ablagerung vermengen sich die von Osten kommenden sudetischen Gerölle der Rokytnakonglomerate mit den von Westen kommenden kristallinischen Trümmern der Balinkakonglomerate. Erstere sind bedeutend mächtiger und greifen vermutlich stellenweise auch über den Flözhorizont. Auch den mächtigen Rotliegendsedimenten, welche sich über die Liegendschichten gleich-

nach der Entfernung einer Hülle von Kulm, das Material zu den Konglomeraten geliefert hat.

Im Vereine mit den Beobachtungen am Südende der Furche liefern diese Lagerungsverhältnisse den Beweis, daß die Konglomerate an der Ostseite der Furche, nicht, wie mehrfach angenommen wurde, ein hangendes Glied der Rotliegendserie darstellen, sondern im Gegenteile als die tiefere Unterlage der ganzen Gesteinsmassen innerhalb der Boskowitzer Furche anzusehen sind (s. oben pag. 798).

In einem kleinen Steinbruch nächst dem Kreuze an der Abzweigung der Straßen gegen Drasow und gegen Hradschan trifft man nochmals die gleichen Konglomeratbänke vergesellschaftet mit tonigen und sandigen Schiefern und mit bedeutend steilerem (40°) Einfallen gegen NW.

Das Gebiet westlich der Czebinka ist von Löß und miocänem Tegel verhüllt, aber noch knapp am Westfuße des Hügels unter dem Wandrande rechts der Straße, etwa am halben Wege zwischen dem erwähnten Kreuze und der Bahnstation Drasow, befindet sich abermals ein kleiner Aufbruch. Rote, zum Teil glimmerige, grobgebankte oder dünnschiefrige Sandsteine mit unebenen Schichtflächen und undeutlichen Fährten größerer Tiere fallen flach gegen Osten. Sie gehören dem Rotliegenden und den höchsten Schichtkomplexen der Boskowitzer Furche an.

Nur wenige Schritte weiter gegen Osten, knapp innerhalb des Waldrandes, befindet man sich in der Linie der oben erwähnten Aufbrüche von westfallendem Liegendkonglomerat und Sandstein. Zwischen beiden Aufbrüchen, also knapp am Westfuße der Czebinka, befindet sich eine große Verwerfung, deren weiterer Verlauf sich auch in den südlichen Profilen nachweisen lassen wird.

Die kleinen Kalkkuppen nördlich der Bahn, unweit der Straße nach Malostowitz, sind die Fortsetzung des Zuges der Czebinka. Auch sie werden von Kalkkonglomeraten überlagert und in den Vertiefungen der Oberfläche liegen durch kalkiges Zement verfestigte Gesteinsblöcke, oft von bedeutender Größe; sie sind bereits den transgredierenden Konglomeraten des Oberkarbon zuzurechnen.

2. „Na křidle“ NO von Chudschitz.

(Taf. XIX, Fig. 2.)

Im Süden erscheint der Kalk der Czebinka wieder auf der als Dalkahöhe (345 *m*) bezeichneten Kuppe, an deren Westabhange abermals die Konglomerate angelagert sind. Im Osten grenzt der Kalk knapp an den Granit; eine Zwischenlagerung von unterdevonischem Sandstein, wie sie von Tausch angegeben wird, ist nicht wahrzunehmen.

Vom Osten, vom Dorfe Mähr.-Kinitz kommend, durchwandert man zuerst eine schmälere Talstrecke, deren Gehänge aus Diorit und Hornblendegranitit mit zahlreichen aplitischen Gehängen bestehen. Wo das Tälchen sich verbreitert, an der Grenze zwischen Kalk und

Granit, ist das nördliche Gehänge überkleidet von Lehm und tertiärem Schotter. Im spitzen Winkel der Teilung, die durch die Einmündung einer flachen Wiesenmulde von NW her gebildet wird, liegt ein niedriger Felsvorsprung, bestehend aus Devonkalk. Unmittelbar anschließend steht in einer Breite von mehr als 100 *m* ein ziemlich zersetztes grünlichgraues Gestein an, das bereits von Tausch erwähnt und von John als ein „klastisches Gestein, vornehmlich bestehend aus kleinen eckigen Stückchen von Feldspat und Quarz mit einer dunklen, hie und da Kaliglimmer und Epidot enthaltenden Bindemasse" erkannt wurde [1]). Tausch schreibt dem Gestein ein „tuffartiges Aussehen" zu und rechnet es zur Rotliegendformation.

Ich zweifle nicht, daß hier Reste von Kulmgrauwacke neben dem Devonkalk an dem Abbruche zwischen der Brünner Intrusivmasse und der Boskowitzer Furche erhalten geblieben sind. Das Gestein ist stellenweise undeutlich schiefrig, meist ziemlich dicht und splittrig. Eine starke mechanische Beeinflussung hat die ursprüngliche Schichtung verwischt, doch kann man senkrechte Schichtstellung oder sehr steiles Einfallen gegen Ost und gegen West vermuten.

An diesen etwas „mylonitischen" Kulm grenzen steil westfallend die Rokytnakonglomerate. Auch sie sind von Rutschflächen durchzogen, die einzelnen Gerölle sind oft flach gequetscht, ihre Oberfläche glatt und glänzend, Harnischflächen ähnlich. Sprünge mit Harnischen durchsetzen auch die einzelnen Gerölle.

3. Eichhorn-Bittischka.

(Taf. XIX, Fig. 3.)

Im Schwarzawatale, unweit des aufgelassenen Kalkofens, gegenüber vom Schlosse Eichhorn, grenzt blaugrauer, weiß und rot geäderter Devonkalk an grobkörnigen Hornblendegranitit. Die Berührungsfläche beider Gesteine ist nicht aufgeschlossen, sondern durch eine kurze und niedrige Schotterterrasse verdeckt, doch sieht man bei Betrachtung des Gehänges aus einiger Entfernung, daß die Grenzfläche senkrecht steht oder steil gegen Ost einfällt. Der Kalkzug ist an dieser Stelle etwa 30 *m* breit. Soviel man im Waldboden nachweisen kann, verbreitert sich der Zug gegen Norden und bei dem Wallfahrtspunkte „Bei den heiligen drei Kreuzen" (U svatě tři křižu) mag er etwa 250 *m* breit sein. Unweit von hier kann man sehr steile Neigung (mehr als 80°) der Kalkbänke gegen Westen nachweisen.

Westlich schließt an den Kalk ein durch weitgehende Zersetzung hellgefärbtes, teils toniges, teils sandstein- oder grauwackenartiges Sediment, in dem man wohl die Fortsetzung des Kulms im Profil von „Na křidle" erblicken kann. Es bildet den steilen Abhang unter den drei Kreuzen und die Breite des fast senkrecht stehenden Lagers beträgt mehr als 200 *m*.

---

[1]) Tausch, l. c., pag. 367.

Westwärts absteigend von den drei Kreuzen gegen das Dorf Chudschitz trifft man bereits in der Höhe von etwa 270 *m* auf die Liegendkonglomerate. Man kann sie am Rande der Wiesenmulde von Chudschitz und dann in dem seichten Tälchen nordwärts verfolgen bis zu dem Punkt „Na křidle". Die Bänke sind sehr steil gegen West geneigt, in dem erwähnten Tälchen auch senkrecht oder sogar mit sehr steiler Neigung gegen Osten überkippt.

Wo das Tälchen von Chudschitz, kurz vor seiner Mündung in die Schwarzawa, in einer Schlinge gegen Westen umbiegt, reichen die Liegendkonglomerate nicht bis zum Talboden hinab, und man trifft bereits auf der Ostseite der kleinen Wasserrinne auf die plattigsandigen Schiefer des Rotliegenden (s. Profil) in ähnlicher Weise mit verkehrtem Fallwinkel abstoßend an den Liegendkonglomeraten, wie am Westfuße der Czebinka (Profil I). Doch ist der Fallwinkel auf beiden Seiten bedeutend steiler als dort. Die Rotliegendschiefer neigen sich mit einem Winkel von 40° gegen die Konglomerate.

Gesteine des Rotliegenden bilden nun die flachen Abhänge zu beiden Seiten der Schwarzawa bei Eichhorn-Bittischka und auch das verengte Schwarzawatal oberhalb des genannten Ortes bis zur Grenze des Grundgebirges. Zunächst überwiegen dünnplattige bis dünnblättrige rote, seltener dunkelgrünliche oder graue Schiefer, häufig mit der bezeichnenden Ripple-marks und Trockenrissen, lagenweise auch mit Pflanzenresten (vorwiegend Walchien) oder Fischschuppen. Beim Wehr im Schwarzawatale oberhalb Eichhorn-Bittischka erscheinen Sandsteine übergehend in Arkosen mit Lagen kleiner Gerölle. Es folgen abermals rote, grünliche und graue, plattigsandige Schiefer, bis in einem größeren Aufschlusse die mächtigen Arkosebänke gebrochen werden. Die stellenweise eingestreuten kristallinischen Trümmer werden hier manchmal ganz außerordentlich groß, ein einzelner Gneisblock hatte die Länge von mehr als 1 *m*; häufiger sind freilich viel kleinere Stücke von Phyllit und Quarz. Grobblockige Trümmerlagen sind dem grauen oder grünlichen, auch glimmerigen Sandstein mit unbestimmter Begrenzung eingeschaltet. Scharf begrenzte Lagen von dünnblättrigem Schiefer, meist sehr schmal, seltener $^1/_4$ oder $^1/_2$ *m* breit, füllen die ebenflächigen Schichtfugen zwischen den härteren Gesteinsbänken.

Das Einfallen ist von Eichhorn-Bittischka aufwärts immer steiler geworden und beträgt hier bei h 2-Streichen ca. 55° gegen Ost.

Gegen die Gneisgrenze werden die Aufschlüsse undeutlicher. Immerhin kann man noch das Vorhandensein der groben Sandsteine und der Arkosen mit den bezeichnenden rötlichen Feldspatsplittern nachweisen. Daneben liegen Blöcke, erfüllt von kleineren Geröllen und man kann erkennen, daß die Konglomerate mit den größten Trümmern nicht unmittelbar auf dem Gneise liegen.

Der weiße, sericitische Augengneis, der nun bald in einigen Bänken ansteht, fällt zufälligerweise fast in demselben Winkel (ca. 50°) gegen Ost wie das Rotliegende. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist nicht aufgeschlossen.

4. Hozdetz.

(Taf. XIX, Fig. 4.)

Im Süden der Schwarzawa ist der Zug von Kulm und Devonkalk stark eingeengt und stellenweise ganz unterbrochen. In kleinen Aufbrüchen auf der Höhe der steil ansteigenden Straße vom Meierhofe Neuhof nach Eichhorn-Bittischka sieht man die unmittelbare Auflagerung des Liegendkonglomerats auf Devonkalk in gleicher Weise wie auf der Czebinka. Im Wäldchen westlich vom genannten Meierhofe, ca. 400 *m* von der Straße (im Kartenbl. Boskowitz-Blansko knapp am Südrande) läßt sich die scharfe Grenze zwischen den Liegendkonglomeraten und den dünnplattigen Rotliegendschiefern sehr gut nachweisen.

Vom Dorfe Hozdetz, nahe am Nordrande des Kartenblattes Brünn, führt ein seichter Graben ostwärts zum Granitabbruche. Knapp vor der Einmündung dieses Grabens in ein etwas tieferes nordwärts abdachendes Tälchen blickt rechts in einem kleinen nur etwa 20 Schritte breiten Aufbruche Devonkalk aus dem Löß des Abhanges.

Kulm von ähnlicher Beschaffenheit wie bei Eichhorn, zunächst anstehend und dann nur in losen Blöcken, schließt sich unmittelbar an den Kalk; die Grenze zwischen Kulm und Kalk ist eine durch Verruschelung und Harnischflächen gekennzeichnete Verwerfung; sie fällt ziemlich steil (40—50°) gegen Ost, so daß hier der Kalk auf der zersetzten Grauwacke liegt. Die Ausdehnung des Kulms ist kaum größer als die des Kalkes, und nach einer sehr kurzen Wiesenstrecke trifft man auf die steilgestellten Liegendkonglomerate. Nach etwa 300 *m* machen sich bereits die Trümmer der dünnplattigen roten Schiefer am Südabhange des Grabens von Hozdetz bemerkbar. Der flache Nordabhang des Tälchens sowie der Untergrund des Dorfes Hozdetz ist von mächtigem Löß überkleidet. Etwa 300 *m* westlich der letzten Häuser des Dorfes werden arkoseartige Sandsteine gebrochen. Dünnplattige Schiefer und Sandsteine nehmen den Raum ein bis zum Rande des Grundgebirges, in dessen Nähe nochmals eine etwas breitere Sandsteinbank in Verbindung mit einer Konglomeratlage von gerollten Gneisstücken bemerkt wird.

Anstehender unveränderter Devonkalk wird südwärts von Hozdetz am Rande der Boskowitzer Furche bis über Kromau hinaus nirgends mehr sichtbar; auch der Kulm verschwindet bis auf Spuren bei Neslowitz. Das Liegendkonglomerat kommt noch einmal unter dem Löß zum Vorschein, etwa 500 *m* südlich von dem erwähnten Aufschlusse bei Hozdetz, unweit der Straße nach Schwarzkirchen, und bleibt dann unter der mächtigen Lößdecke verborgen bis in die Nähe von Rossitz. Von Hozdetz südwärts ist der Graben zur Hälfte oder zu zwei Dritteln vom Löß verhüllt, aber in der Nähe des Westrandes kann man die Konglomerate und Geröllagen mit dem rötlichen Arkosebindemittel in den plattigen und sandigen Schiefern an vielen Stellen nachweisen. Das Streichen bleibt nach h 1—2 gerichtet, das Einfallen, bei Deutsch-Kinitz noch über 50°, wird weiter gegen Süden und mehr gegen das Innere der Furche etwas flacher.

In dem Tälchen, welches von Unter-Rziczek nach Rziczan führt, ist ein Schurf angelegt in dem oben erwähnten Brandschieferflöz (pag. 805). Das Flözchen liegt hier nur etwa 80 *m* über dem Gneis und die Kohlenflöze sind hier noch nicht zutage sichtbar.

5. Tetschitz-Segengottes.

(Taf. XIX, Fig. 5.)

Vollständiger ist das Profil im Oboratale. Hier trifft man zunächst im Osten wieder die Liegendkonglomerate, und zwar nördlich des Oboratales an einem Fahrwege, der von der Haltestelle Tetschitz über einen Ziegelofen zur Brünner Straße führt, und auch unweit südlich von Tetschitz auf der Kuppe „Čtvrtky" (C. 348) nächst der Straße nach Neslowitz.

Die nähere Umgebung von Tetschitz ist durch Löß verhüllt, nur auf dem Feldwege gegen Kurzweil sind noch Spuren der Liegendkonglomerate sichtbar, dann stehen plattige Sandsteinbänke an, auffallenderweise gegen SO streichend nach h 9 mit 35° südöstlichem Fallen. Gleich darauf folgen wieder SW-fallende Bänke und abermals nach einer kurzen Strecke bereits die unverkennbaren Schiefer des Rotliegenden mit dem normalen flachen Ostfallen.

Ein ununterbrochenes Profil läßt sich verfolgen von der Haltestelle Rossitz bis zum Bahnhofe Segengottes. Die Arkosebank und das Brandschieferflöz in der Nähe der Haltestelle wurden bereits erwähnt; unweit abwärts liegt im Schiefer eine schwache Geröllbank, welche neben Gneisgeröllen auch einzelne Gerölle von Kulmgrauwacke enthält.

Der Wechsel von sandigen und tonigen, plattigen und dünnblättrigen Schiefern ist derselbe wie in den nördlichen Strecken. Der Fallwinkel beträgt bei Rossitz nur 25° und wird gegen Westen allmählich immer steiler, und beim Bahnhofe Segengottes sind die roten, plattigen und sandigen Schiefer bereits 40° geneigt.

Die Arkosen mit den Geröllen über dem Flöz sind an der Oberfläche nur in Lesesteinen an der Straße in der Nähe des Straßenschachtes nachweisbar; dagegen läßt sich die Grenze gegen das Grundgebirge unweit westlich vom Bahnhofe genau feststellen. Im Bette des Oberabaches sieht man noch die steil gestellten Sandsteinbänke. Wenige Schritte aufwärts aber erhebt sich bereits mit steilem Abfalle eine kleine Kuppe, bestehend aus dem Biotit-Amphibolitschiefer, einer der verbreiteten Einlagerungen im Bittescher Gneis.

Hier ist der Graben breiter als in den nördlichen Profilen, denn nördlich von Segengottes schwenkt die Westgrenze in einer auffallenden Biegung gegen Nordost in die Richtung gegen den Ferdinandsschacht bei Okrouhlik und nähert sich dabei rasch dem Flözausbiß.

6. Neslowitz-Zbeschau.

(Taf. XIX, Fig. 8.)

Der Kronberg östlich von Neslowitz besteht aus Granitit mit dioritischen Einlagerungen und zahlreichen aplitischen Gängen. Süd-

lich gegenüber, jenseits eines kleinen Tales befindet sich ein Steinbruch mit Kalksilikatfels, umgeben von kordieritführenden Gneishornfelsen, die auch in der Tiefe des Tales an einigen Stellen aufgeschlossen sind.

Nahe am Ausgange des Tales gegen Neslowitz trifft man bald auf eine sehr stark zersetzte und verruschelte Grauwacke, die für Kulm zu halten ist. Die Grenze zwischen Kulm und Granit ist hier nicht aufgeschlossen; beide Gesteine sind überdies in so hohem Grade zersetzt und mechanisch beeinflußt, daß sie nur bei sorgfältigerer Betrachtung zu unterscheiden sind. Kleine aplitische Äderchen im Granit bieten jedoch oft einen guten Anhaltspunkt für die Unterscheidung [1]). Gegen Westen wird der Kulm massiger und deutlicher als Grauwacke kenntlich.

Eine sehr deutliche Verwerfung ist zwischen dem Kulm und den Liegendkonglomeraten nahe dem westlichen verschmälerten Ende des Kronberges sowohl am nördlichen als auch am südlichen Abhange bloßgelegt. Eine steil gegen West fallende, wenige Meter breite Verruschelungszone, erfüllt mit schwarz abfärbender graphitischer Substanz, bezeichnet die Grenze. In ganz eigentümlicher Weise ist der Kulm zunächst der Verwerfung schalig zertrümmert. Auf den ersten Blick könnte man dieses Gestein für eine Breccie oder für ein Konglomerat halten, und da die benachbarten Liegendkonglomerate fast ausschließlich aus Kulmgeröllen bestehen, wäre eine Verwechslung beider bei flüchtiger Betrachtung nicht undenkbar. Genauerer Augenschein lehrt aber, daß der zertrümmerte Kulm nicht aus einzelnen Brocken besteht, sondern daß er nur nach allen Richtungen von zahlreichen oft gekrümmten Bruchflächen durchzogen ist, auf denen sich durch Verwitterung rötliches Eisenoxyd ausgeschieden hat.

Im großen sind beide Gesteine deutlich durch die Farbe unterschieden; der Kulm ist hellgrau, das Liegendkonglomerat dagegen dunkelrotbraun. Überblickt man von einem erhöhten Punkte, etwa von der Eibenschitzer Straße aus, die kahlen Abhänge östlich von Neslowitz, so wird durch die Unterschiede in der Farbe der Gesteine das geradlinige Fortlaufen der steil einfallenden Verwerfung deutlich sichtbar.

Auch an den Liegendkonglomeraten macht sich die Nähe der Störung deutlich bemerkbar. Mit der Annäherung an die Verwerfung wird die Rotfärbung immer intensiver. Die einzelnen Gerölle sind so wie bei „Na křidle“ (Profil II) platt gequetscht oder zertrümmert, an der Oberfläche stets mit einer feinen Haut von Eisenoxydul überzogen, glatt und glänzend wie Harnischflächen.

Die Verruschelungszonen kann man auch weiter nordwärts verfolgen und sie sind namentlich in einem nach Nord auslaufenden Graben östlich vom Ziegelofen (Neslowitz NO) gut aufgeschlossen. Sie sind an einigen Punkten durch reichliche schwarze, graphitartige Substanz gekennzeichnet. Im Süden sind sie in den bewachsenen Gräben ver-

[1]) Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Intrusivmasse. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 290.

borgen, die bei „Hranice“ von der Straße nach Hlina zur Eibenschitzer Straße hinabführen. Vom Osten hinabsteigend, trifft man zuerst 70° westfallende, glimmerige, zersetzte Schiefer mit pegmatitischen Adern; dieselben enthalten schmale Bänke oder Einschlüsse von Kalksilikatfels. Vor den Konglomeraten erscheint noch eine Zone von gänzlich unkenntlichen verruschelten Massen. Spuren der Verruschelungszone lassen sich noch bis in die Nähe von Eibenschitz nachweisen.

Die Liegendkonglomerate bilden ein zusammenhängendes breiteres Band, daß sich fast ununterbrochen von dem erwähnten Ziegelofen NO von Neslowitz bis in den Untergrund der Stadt Eibenschitz erstreckt. Die Konglomerate enthalten stellenweise schmälere Sandsteinbänke und schiefrige Zwischenlagen. Am Abhange hinter der Kirche von Neslowitz, wo die unregelmäßigen Blöcke von Kulmgrauwacken und dunklem Kulmschiefer nicht selten bis ½ *m* groß werden, liegen über den Konglomeraten einige Bänke von dünnplattigem tonig-sandigem Schiefer, welche aber konkordant mit den Konglomeraten steil gegen Westen einfallen und demselben Schichtkomplex angehören.

Der sanft gegen Ost geneigte Abhang jenseits des Dorfes Neslowitz ist durch Löß verhüllt. Erst im steilen Gehänge, das westwärts zum Neslowitzer Bache abfällt, kommt wieder der Fels zum Vorschein, und zwar sind es die plattigen Schiefer und Sandsteine der höheren Rotliegendhorizonte. Unmittelbar am Bache enthalten sie eine schwache Konglomeratbank mit kleineren abgerollten Stücken von Kulm, und unweit davon, bei einer Biegung des Baches befindet sich das erwähnte, fischführende Brandschieferflöz. Das Einfallen ist im Neslowitzer Bache anfangs ungemein flach (10°) und wird, ebenso wie an der Strecke Rossitz-Segengottes, wenn man bachabwärts fortschreitet, gegen Westen allmählich immer steiler und erreicht an der Biegung des Tales N von Padochau etwa 40°. Hier ist durch eine Abrutschung im Gehänge eine kleine steil gegen Ost einfallende Verwerfung aufgeschlossen, in welcher rote dünnblättrige Schiefer an graue plattigschiefrige Sandsteine anstoßen. Sie streicht quer über das Tal und man kann sie in den Windungen der zum Annaschachte und nach Zbeschau ansteigenden Straße wiederfinden.

Die Lücke in dem Profil zwischen Neslowitz und dem Neslowitzer Bache kann teilweise ergänzt werden durch die Aufschlüsse in einer kleinen Waldschlucht, welche von der Höhe der Padochauer Straße (Staré hory) zum erwähnten Bache hinabführt. Allerdings kann auch hier kein zusammenhängendes Profil erhalten werden. Eine unterbrochene Reihe kleiner Bloßlegungen im Innern der Schlucht zeigt einen raschen Wechsel von Sandsteinen, Konglomerat mit Kulmgeröllen, und stellenweise auch dünnblättrigen grauen Schiefern mit rasch wechselnder Schichtstellung. Nahe beim oberen Einstieg stehen Bänke des Liegendkonglomerats senkrecht mit dem Streichen NO—SW, gleich darauf folgt plattiger Sandstein mit einzelnen Kulmgeröllen in horizontaler Lage oder flacher Neigung gegen NW. Nach einer kurzen Unterbrechung fallen die dünplattigen Schiefer ca. 35° gegen SW und streichen gegen h 4. An sie schließt sich abermals

ein Geröllager in einer Sandsteinbank und bald darauf quert der kleine Wasserlauf wieder eine ähnliche Gesteinsfolge in steiler Neigung gegen NW. Von hier an scheinen sich dann die Sandsteine mit den Kulmgeröllen allmählich wieder flacher gegen NW zu neigen. Im untersten Teile der Schlucht, auf eine Strecke von etwa 200 *m* sind keine sicheren Aufschlüsse mehr wahrzunehmen. An die Stelle der Verwerfung, welche in den nördlichen Profilen die Grenze bildet zwischen dem östlichen Zug der Liegendkonglomerate und dem Rotliegenden, ist hier eine breitere Störungszone getreten, in welcher die höheren Sandsteinlagen der Konglomerate in verschiedenem Sinne geschleppt und verworfen sind. Zugleich ist die Grenze gegen das Rotliegende weiter gegen Westen gerückt.

In einem Bahneinschnitte unweit des Simsonschachtes treten die beiden ersten Flöze zutage, und im nördlichen Teile der Annaschlucht, die von Mayran herabführt, sind die Liegendschichten unter den Flözen besser aufgeschlossen als in den bisherigen Profilen; plattige, meist rote Sandsteine und Arkosen mit zahlreichen Konglomeratbänken, mit faustgroßen eckigen und gerollten Trümmern von rötlichem Aplit, wie er häufig als Einlagerung im Glimmerschiefer auftritt, von Phyllit, von weißem Quarz und auch von Grauwacke. Rote Tonschieferzwischenlagen werden häufiger in der Nähe der Flöze.

Wie der Bergbau dargetan hat, fallen hier die Flöze bedeutend steiler ein als im Norden; abgesehen von zahlreichen kleineren Verwerfungen und Verdrückungen bleibt der Winkel bis in eine Tiefe von fast 400 *m* gleichmäßig etwa 55°, ja in größerer Tiefe stellt sich das Flöz eher noch steiler (s. auch die Profile durch den Ferdinandschacht und den Heinrichschacht, Taf. XIX, Fig. 6 und 7), örtlich wird selbst ein Einfallen von 70° beobachtet. Wie man in der Annaschlucht beobachten kann, stellen sich die Schichten auch gegen die Gneisgrenze zu immer steiler; unter dem Simsonschachte beträgt der Winkel ca. 60°, unter dem Annaschachte ca. 70°, und die am nächsten zur Gneisgrenze, unterhalb Mayran, aufgeschlossenen Sandsteinbänke fallen mit 80° gegen Ost oder stehen fast senkrecht.

7. Padochau-Balinkabach.

(Taf. XIX, Fig. 9.)

In diesem Profil ist der östliche Zug der Liegendkonglomerate noch breiter geworden. Auf der Höhe Staré hory an der Straße von Neslowitz nach Padochau sind zwar keine anstehenden Schichten zu sehen, aber im Waldboden liegen zahlreiche Kulmgerölle und auch größere Blöcke des Liegendkonglomerats.

An der Strecke von hier gegen Padochau ist das Rotliegende bereits bedeutend eingeengt und die plattigen Sandsteine sind gegenüber den psammitischen Gesteinen etwas reichlicher vertreten als im Norden. Der Aufschluß des oben erwähnten kleinen Verwurfes bei der Pumpe fällt eigentlich zwischen dieses Profil und das vorhergehende.

Die Schichten des Flözhorizonts werden wieder sichtbar im Tale des Balinkabaches, eines kleinen Zuflusses des Neslowitzer

Baches gegenüber von Padochau. Das Hauptflöz tritt beim Meierhofe zutage, in einer Entfernung von etwa 300 *m* von der Grenze gegen den Glimmerschiefer, durch welchen hier das Grundgebirge vertreten ist. Im Hangenden der Flöze liegen hauptsächlich dünnplattige und dünnschiefrige graue und rote Sandsteine; im Liegenden sind den Sandsteinen Konglomeratbänke eingeschaltet, von denen eine unweit unterhalb der Flöze etwa 40 *m* mächtig sein mag. Die Zusammensetzung ist die gleiche wie die der Konglomerate der Annaschlucht; gerollte Kulmstücke sind selten.

Der Fallwinkel beträgt hier nur 40°, er ist demnach bedeutend flacher als in der Annaschlucht und wird an der Grenze gegen das Grundgebirge nur wenig steiler. Die Grenze zwischen Konglomerat und dem Glimmerschiefer steigt aber im Gehänge recht steil an und es kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß an dieser Stelle das Oberkarbon an einem Bruche abgesunken ist. Das gleiche kann man ein zweitesmal beobachten, wo im Dorfe Oslawan der Balinkabach die Grenze noch einmal quert.

8. Eibenschitz-Oslawan.

(Taf. XIX, Fig. 10.)

Bei den letzten Häusern von Eibenschitz steht Granit und Diorit an. Eine schmale Mulde, erfüllt von 10 *m* mächtigem Löß, trennt ihn von den Hügeln, welche die nördlichsten Häuser der Stadt tragen und aus typischem Rokytnakonglomerat bestehen. Hier kann man stellenweise ein Einfallen von 20—30° gegen Westen beobachten. Dieselben Gesteine bilden auch den breiten Hügel im Westen der Stadt, auf welchen das Taubstummeninstitut erbaut ist. Die flache Höhe bedeckt grobblockiger Grundgebirgsschotter von diluvialem oder jungtertiärem Alter. Am südlichen und am westlichen Abhange gegen die Oslawa gesellen sich zu den Konglomeraten ziemlich mächtige (1—3 *m*) Bänke von grobkörnigem grauen Sandstein. Es ist mir trotz längeren Suchens nicht gelungen, in den Konglomeraten auch nur ein einziges dem Grundgebirge entstammendes Gerölle aufzufinden.

Die Sandsteinbänke fallen sehr flach gegen W. Wo sich die Oslawa knapp an den nordwestlichen Abhang anschmiegt, befindet sich eine kleine Flexur; dann wieder flacheres Einfallen, und unmittelbar über dem Wasserspiegel wieder eine steilere Neigung der Schichtflächen mit 40° gegen NW.

An der Straße nach Oslawan und auf den nördlich anschließenden Höhen (K. 250) findet man dagegen teils anstehend, teils in Lesesteinen rote sandige Schiefer; das Einfallen wechselt und ist auf dem Feldwege von Eibenschitz gegen K. 250 („Panzern") zuerst flach gegen SO und dann gleich wieder steiler (45°) gegen NW gerichtet. Man befindet sich hier bereits in den höheren Lagen, in welchen Schiefer und Sandsteinbänke mit den Konglomeraten wechseln, und in der inneren Störungszone, welche in dem Graben unterhalb Stará hory nachgewiesen wurde und welche sich gegen Süden immer mehr verbreitert.

Am Abhange zur Straße klebt eine kleine Partie von fossilleerem, vermutlich miocänem, grünlichem und rötlichem Süßwasserton. Noch vorher trifft man auf anstehende rote Schiefer, welche Lagen mit kleinen Kulmgeröllen enthalten. In der Nähe liegen bereits Blöcke eines Konglomerats mit Gneisblöcken (Balinkakonglomerat), wie es weiterhin im Gehänge längs der Straße wiederholt angetroffen wird.

Hier und in der nächstfolgenden Strecke deuten die Verhältnisse auf mannigfache Störungen, Biegungen und Knickungen der Schichtkomplexe, wie sie in keinem der bisherigen Profile beobachtet wurden. Grundgebirgskonglomerate sind zunächst spärlich aufgeschlossen vor den beiden Hütten zur Linken der Straße. Sie kommen nach einer kleinen Strecke gleich wieder als eine breitere Bank zum Vorschein, welche deutlich einen kleinen flachen Sattel bildet und nach etwa 60 *m* wieder gegen Westen hinabtaucht.

Man kann diese Konglomerate auf den ersten Blick von den eigentlichen Liegendkonglomeraten unterscheiden. Die Gerölle sind bedeutend kleiner, wenn sie auch häufig noch Faustgröße erreichen.

Jenseits des flachen Sattels trifft man plötzlich auf steil ostfallende dünnblättrige Schiefer, mangelhaft aufgeschlossen. Hierauf folgt ein rascher und wiederholter Wechsel von dünnblättrigem Schiefer, weißen und roten Sandstein- und Konglomeratbänken, wie es scheint, wieder gegen West fallend, und zuletzt eine Lage von dünnblättrigem roten Schiefer mit schwachen Konglomeratlagen. Nach wenigen Schritten erscheint zum drittenmale eine mächtigere Konglomeratbank NS streichend in senkrechter Stellung.

Eine kurze Strecke ist durch Akazienbuschwerk gänzlich verhüllt, bis in einem kleinen Seitengraben die gleichen Konglomerate (Gneis, Granulit und Kulm) neuerdings zum Vorschein kommen und in den Graben nordwärts hineinziehen.

Wo der Fluß an die Straße herantritt, trifft man sie wieder mächtig anstehend, sie streichen NNO—SSW und fallen, wie es scheint, steil gegen Ost.

Bei der Biegung der Straße aber befindet sich ein größerer Steinbruch in grauem Arhosesandstein mit roten, dünnschiefrigen Zwischenlagen, dünnen kohligen Schmitzen und einzelnen schmalen Konglomeratlagen, doch mit weit kleineren Geröllen als in den bisherigen Konglomeraten. Die ebenflächigen Schichtbänke fallen mit großer Regelmäßigkeit mit 30° gegen Ost. Das gleiche Einfallen kann man gut beobachten in den roten Schiefern am rechten Ufer der Oslawa („Pod kobylkem“) und trifft man wieder auf der linken Seite in einem Sandsteinbruche gegenüber der Zuckerfabrik.

Von hier bis zur Gneisgrenze in Oslawan, wenige Schritte unterhalb der Mündung des Baches von Padochau in die Oslawa, sind die Schichten unmittelbar im Hangenden und im Liegenden der Flöze, auf eine Strecke von nahezu 1 *km*, sehr schön aufgeschlossen. Bei einem gleichmäßigen Fallwinkel von 30° beträgt die Mächtigkeit des hier aufgeschlossenen Komplexes etwa 500 *m*. Unter den Arkosen mit den Geröllagen folgt ein schwaches Brandschieferflöz und dann die bereits beschriebene Schichtfolge mit den drei Flözausbissen (s. pag. 801).

Die Grenze gegen das Grundgebirge verläuft auch hier nicht parallel dem Fallwinkel der Schichten, sondern steigt sehr steil an im Gehänge und zieht geradlinig fort über die Windungen des Baches von Padochau zu den erwähnten Stellen im Balinkatale (s. pag. 816). Die Kuppe (K. 291), welche von der letzten Windung des Baches von Padochau umschlungen wird, besteht aus Glimmerschiefer mit Einlagerungen von Zweiglimmergneis und rötlichem Aplitgneis, er streicht NO—SW und fällt mit ca. 40° gegen SO.

Wenn man die Straße gegen Neudorf hinansteigt und zurückblickt auf den gegenüberliegenden Abhang, so sieht man deutlich, links vom Oslawaner Kirchturm, die fast senkrecht ansteigende Grenze zwischen den roten Gesteinen des Oberkarbon und dem etwas mehr grau gefärbten und helleren Glimmerschiefer.

Das etwas kompliziertere Profil von Eibenschitz nach Oslawan dürfte folgendermaßen zu deuten sein: Die Liegendkonglomerate sind, wie das bisher stets beobachtet wurde, an der östlichen Randverwerfung steil geschleppt; sie legen sich flacher unter dem Taubstummeninstitut; und gegen Westen folgen dann, begleitet von kleineren Faltungen und Verwerfungen, die höheren Sandstein- und Konglomeratstufen mit Grundgebirgsgeröllen. Nach meiner Ansicht entsprechen sie den Schichten im Liegenden der Flöze, wie sie im Balinkatale und bei Oslawan sichtbar werden; denn in den Schichten über den Flözen sind die Konglomeratbänke nicht mehr so mächtig und weniger häufig. Die Verwerfung, welche in den nördlichen Profilen stets den östlichen Saum von Liegendkonglomerat von den ostfallenden Schichten des Rotliegenden trennt, ist in diesem Profil noch weiter nach Westen gerückt. Andere Störungen sind im Osten derselben noch dazugetreten. Der gleichmäßig ostfallende Streifen von Rotliegendsedimenten beginnt erst mit dem Sandsteinbruche an der Straßenbiegung vor der Zuckerfabrik und die höheren roten und bunten Schiefer des Rotliegenden fehlen hier. Das Rotliegende beginnt im Osten der inneren Verwerfung bereits mit seinen tieferen Schichten, für welche Arkosen und schwache Konglomeratlagen bezeichnend sind.

Der Abhang im Süden der Oslawa, wo die Straße nach Neudorf hinansteigt, bringt die Wiederholung des Profils auf der linken Seite des Flusses. Die Kirche von Oslawan steht auf einer Konglomeratbank mit kleinen gerollten Stücken von kristallinischen Gesteinen und von Kulm. Die Flözausbisse sind westlich der Straße angeschürft. Sandsteine und Konglomerate werden westwärts wahrgenommen bis knapp an die Felsenkante von Glimmerschiefer, welche steil zum Flusse abfällt. Die Grenze läuft von hier aus gut verfolgbar geradlinig fort zum Meierhofe von Neuhof.

Beim Alten Schachte und bei der Dolina wurden in früherer Zeit die Flöze abgebaut. Die Schächte durchteufen das Rotliegende, um die ostfallenden Flöze in der Tiefe anzutreffen. Rote Sandsteine und dünnplattige Schiefer fallen in den Graben unter dem Alten Schachte mit 30° gegen Osten und verschwinden bald unter der Überlagerung von tertiärem Sand und Tegel. Die gleichen Schiefer

findet man noch spärlich aufgeschlossen an einem Feldwege unweit östlich vom Meierhofe bei Neudorf und auf einigen Kuppen, welche die südwestliche Fortsetzung der oben erwähnten Kuppe „Pod kobylkem“ bilden. Weiter südlich werden keine Gesteine des Rotliegenden mehr angetroffen.

9. Tal der Iglawa zwischen Niemtschitz und Hrubschitz.

(Taf. XIX, Fig. 11.)

Die steilen Felsen an der Iglawa oberhalb Alexowitz und der Untergrund von Niemtschitz, ebenso wie die Abhänge des vielgewundenen Rokytnatales zeigen die mächtigen Rokytnakonglomerate in ausgezeichneter Entwicklung. Sie endigen im Westen zwischen Ober- und Unter-Rzesnowitz. Das steilere westliche Einfallen, wie es bisher nur in der Nähe des Ostrandes beobachtet wurde, erstreckt sich im Iglawatale auf einen breiteren Streifen. Bei Alexowitz beträgt der Winkel noch 45°, verflacht aber weiter gegen Westen ziemlich rasch. Bei Unter-Rzesnowitz fallen die Schichten etwa mit 35° im entgegengesetzten Sinne, wie wenn sie den weiter im Westen folgenden gemischten Konglomeraten mit den verschiedenfarbigen Sandsteinbänken (s. pag. 801) unmittelbar auflagern würden. Der immerhin ziemlich plötzliche Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit, sowie die oben erwähnten Gründe für das wenigstens teilweise höhere Alter der Rokytnakonglomerate, machen es wahrscheinlich, daß hier ein nordsüdlicher Bruch das Tal quert; vielleicht die Fortsetzung der nordsüdlichen Störungen, welche der ehemalige Bergbau im Alten Schachte an der Straße Neudorf-Oslawan angetroffen hatte. Es ist überhaupt nicht wahrscheinlich, daß in der ganzen Breite von Rzesnowitz bis zur Ostgrenze die Konglomeratbänke in normaler Folge übereinanderlagern. Hier dürfte die Schichtfolge vervielfacht sein durch nordsüdliche Brüche in der Fortsetzung der Störungen im Oslawatale.

Die Westgrenze des Grabens gegen den Serpentin, der hier das Grundgebirge vertritt, ist durch eine kleine Lößmulde verdeckt.

10. Budkowitz, Rottigel, Pollanka.

(Taf. XIX, Fig. 12.)

An der Rokytna unterhalb Budkowitz ist der östliche Randbruch des Grabens sehr gut sichtbar; diesem Aufschlusse sollen unten noch einige Zeilen gewidmet werden. Grobes Konglomerat lehnt sich hier an den steil ostfallenden Bruch, wie gewöhnlich etwa 40° westwärts einfallend; im Rokytnatale nimmt die Neigung gegen Westen anfangs nur wenig ab (30°), erst später, gegen Rottigel legen sich die Schichten flacher und fallen bald ostwärts, bald westwärts ein. Mächtige Lößmassen, durch welche die steilen Regenschluchten zur Rokytna hinabführen, verhüllen den Zusammenhang der Liegendkonglomerate mit den roten Sandsteinen und Konglomeraten bei Pollanka und auch hier befinden sich keine ausgedehnteren Aufschlüsse. Es wurde bereits oben bemerkt, daß an dem Fahrwege südlich von Pollanka roter glimmeriger Sandstein unmittelbar an den rot ver-

witterten Granulit angrenzt und, wie es scheint, dem Granulit unmittelbar aufruht. Die Grenze des Oberkarbons ist demnach an dieser Stelle, anders als bei Oslawan, kein Bruch, sondern eine Transgressionsgrenze. In den nördlich zur Iglawa hinabführenden Schluchten kommen die Konglomerate wieder zum Vorschein und östlich von Pollanka, in der Nähe der Eibenschitzer Straße sind kohlige Schiefer, wohl die Fortsetzung der Brandschiefer von Hrubschitz, undeutlich aufgeschlossen.

II. Kromau.

(Taf. XIX, Fig. 18.)

Die Strecke östlich vom Bahnhofe bis zum anstehenden Granit ist durch Löß verdeckt, aber in den Bahneinschnitten in der Nähe ist das großblockige Rokytnakonglomerat bloßgelegt, welches westwärts fast die ganze Breite der Furche einnimmt bis in den Untergrund der Stadt Kromau, hier flach gegen Ost fallend. Unweit der Straße vom Bahnhofe, und zwar noch vor dem Meierhofe liegen die oben erwähnten Brandschiefer (s. pag. 800), sie sind in einem Hohlwege, der beim Bildstocke links zur Rokytna hinabführt, aufgeschlossen, vergesellschaftet mit dünnblättrigen roten Schiefern; sie fallen mit 35° gegen ONO; sie werden zunächst von einer Bank von plattigem Sandstein überdeckt und von groben Konglomeraten mit Kulm, Gneis und Amphibolit unterlagert. Die spärlichen Aufschlüsse an dem Abkürzungswege, der rechts vom Meierhofe zur Brücke führt, deuten auf Unregelmäßigkeiten und Störungen in der Lagerung. Man trifft hier nochmals auf Sandsteinbänke mit ganz anderem Streichen, nämlich h 3—4 und ca. 30° Nordfallen; und dann erst wieder das Brandschieferflöz, welches hier etwas flacher nach Ost fällt. Die Gesteine bei der Brücke gehören bereits zu den gemischten groben Konglomeraten mit den Sandsteinbänken, wie jene von Rzesnowitz und Hrubschitz; sie fallen aber hier ca. 15° gegen West. Jenseits der Brücke, nahe der Stadtmauer und an der Fahrstraße in die Stadt sind noch die Rokytnakonglomerate vorhanden und ihre Bänke stehen stellenweise senkrecht. Die Grenze zwischen beiden Konglomeraten verläuft somit von dem Brandschieferaufschluß zur Brücke, sie quert dann die Stadt und zieht östlich an dem Forsthause vorbei durch den Tiergarten.

Wenn die Brandschiefer an dieser Grenze dem Flöz von Hrubschitz und von Pollanka entsprechen, so ist es nicht wahrscheinlich, daß sie hier den Rokytnakonglomeraten eingelagert sind. Eine Störung trennt sie gewiß von den mächtigen, gleichförmigen Konglomeratmassen im Osten. Immerhin müssen wir in diesem Falle annehmen, daß hier im Süden der Furche die Fazies der groben Konglomerate in einen höheren Horizont hinaufgerückt wäre als im Norden, daß das Brandschieferflöz bei Hrubschitz mehr im Sandstein gelegen, im Süden aber in Gesellschaft gröberer Konglomerate auftritt.

Die westlichen Sandsteine mit ihren Lagen von Balinkakonglomerat und einzelnen Kulmgeröllen sind in den Steinbrüchen über der Rokytna, nördlich von Kromau aufgeschlossen, sie fallen mit 20° gegen West. Aber am Plateaurande über der Talkante, im Hohlwege

unter dem Gerichtberge und an der Straße zur Stadt sind wieder rote Sandsteine mit Balinkakonglomeraten zu flachem Ostfallen aufgeschleppt.

Die Konglomeratbänke an der Rokytna gegen Rakschitz sind in flache Falten gelegt und fallen mit einem Winkel von höchstens 20° bald gegen Ost und bald gegen West. Oberhalb Rakschitz, 200 *m* unterhalb der Teichmühle, befindet sich das Südende der Ausfüllung der Boskowitzer Furche. Die Konglomerate, welche neben den großen Blöcken von Kulm und Devonkalk auch einzelne Stücke von Glimmerschiefer und Phyllit und seltene Sandsteinlagen enthalten, fallen in der Nähe der Grenze mit 20—30° gegen Nord und scheinen sich demnach an einer flachen Querflexur aus der Furche herauszuheben.

12. Anschluß der Profile gegen Norden.

Nach den Beschreibungen von Tausch herrschen ähnliche tektonische Verhältnisse wie in der Strecke von Rossitz bis Czebin auch in den nördlich anschließenden Gebieten. Schiefer und Sandsteine mit östlichem Einfallen nehmen fast die ganze Breite der Furche ein, nur in der Nähe des Ostrandes trifft man an verschiedenen Punkten bis Klemow, nördlich von Czerna hora, die Liegend-(Rokytna)konglomerate. Makowsky und Rzehak erwähnen das westliche Einfallen dieser Schichten und ihre direkte Auflagerung auf Devonkalk zwischen Skaliczka und Laschan [1]).

Der Konglomeratstreifen, welcher allerdings von den genannten Autoren für ein höheres Glied der Rotliegendschichten gehalten wurde, zieht demnach noch weiter gegen Norden fort bis zum Tale der Zwittawa. Hier wird dieser ältere östliche Streifen wieder bedeutend breiter. Unterhalb der Station Skalitz-Boskowitz traf ich plattig-schiefrige rote Sandsteine mit Konglomeratbänken aus Trümmern von Kulmgrauwacken und einzelne Brandschieferflöze. Flußabwärts gelangen die Konglomerate gegenüber den schieferigen Sandsteinen immer mehr zur Vorherrschaft. Die Schichten fallen mit ca. 40° gegen West.

Ähnlich wie im Süden bei Eichhorn ist östlich von Lhotta Rapotina eine Kalkklippe am Bruche erhalten geblieben und der östliche Randbruch läßt sich, hier wie an der Straße nach Boskowitz, mit derselben Deutlichkeit nachweisen, wie etwa bei Neslowitz und ist von ähnlichen schiefrigen Myloniten begleitet.

III. Der Bau des Grabens.

1. Östlicher Randbruch.

Durch einen Blick auf das beigefügte Kärtchen (Taf. XIX) oder die dargestellten Profile (Taf. XVIII) ist der Ostrand der Boskowitzer Furche als ein nahezu geradliniger Bruch zu erkennen. Die Mylonite und Verruschelngszonen, welche die große Störungslinie begleiten, sind

[1]) L. c. pag. 174, 206, 212.

an anderer Stelle besprochen worden [1]). An einigen Punkten, wie im Neslowitzer Graben und in einer Waldschlucht, die vom Kronberge bei Neslowitz nach Norden hinabführt, sind weiche und schmierige Zermalmungsprodukte, von graphitähnlicher Substanz geschwärzt und stark abfärbend mit dem für dieses Mineral charakteristischen Glanze, eine Erscheinung, die auch an Verwerfungen anderer Gegenden beobachtet wurde, für die aber, wie es scheint, eine befriedigende Erklärung noch zu erwarten ist [2]).

Unterhalb Budkowitz hat die Rokytna den Steilhang etwas unterwaschen. Gehängeschutt und Strauchwerk sind herabgerutscht, gerade an der Stelle wo das Tal die Verwerfung kreuzt. Die Verwerfungsfläche fällt steil gegen Ost, so daß streng genommen, an dieser Stelle der Granit dem Liegendkonglomerat aufliegt. Die einzelnen Gerölle des Liegendkonglomerats sind, ebenso wie bei Neslowitz, häufig flach zerquetscht, von intensiv roten Harnischflächen überzogen oder von solchen durchsetzt und entzweigeteilt. Hieran schließt ein etwa 6 *m* breiter Streifen von schmierigen Letten, durch graphitähnliche Substanz geschwärzt und erfüllt von zahlreichen mylonitischen Gesteinstrümmern und von kleinen oder auch kopfgroßen Stücken von Devonkalk. Die Stücke sind nicht kantig, sondern knollenförmig gerundet mit glatt ausgeschmierter Oberfläche [3]).

Das anschließende Eruptivgestein ist hier Granit mit Einschlüssen von Diorit, beide durchzogen von aplitischen Gängen. Die stark zermalmten Gesteine sind von zahlreichen Absonderungsflächen in vertikaler und horizontaler Richtung durchsetzt und bröckeln in kleinen Stücken ab. Wie gewöhnlich ist auch hier der Diorit am stärksten, der Aplit im geringsten Grade mechanisch beeinflußt; ersterer zeigt den Beginn chloritischer Umwandlung. Lose Stücke dieser Gesteine finden sich auch in dem dunklen Letten, welcher die Verwerfungskluft ausfüllt.

Die abgequetschten Blöcke von Devonkalk in der Verwerfungskluft bei Budkowitz erklären uns das Vorkommen von losen Blöcken dieses Gesteines an zahlreichen Punkten entlang des Ostrandes der Boskowitzer Furche, zwischen den größeren Kalkvorkommnissen von Eichhorn im Norden und denen von Lißnitz im Süden. Der kleine Kalkrest mit Kulm östlich von Hozdetz kann als anstehend gelten. Einzelne Blöcke liegen am Waldrande, südlich vom Rammer Jägerhause (Podkomorsky-Mühle); der im Kontakt veränderte Kalk südlich von Tetschitz kann nicht hierher gerechnet werden, er dürfte zu den in der Masse versenkten Schollen gehören, dagegen liegen Blöcke von unverändertem Devonkalk bis zu 1 *m* Länge am Eingange der Schlucht, die vom Kronberg bei Neslowitz nach Norden hinabführt. In größerer Zahl findet man sie, wo die Feldwege, die von Neslowitz zum Fürsten-

---

[1]) Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1906. pag. 290.

[2]) R. Nessig: Graphitreiche Zermalmungsprodukte des Lausitzer Granits. Sitzungsber. u. Abhandl. d. naturwiss. Ges. „Isis", Dresden. Jahrg. 1902, pag. 61.

[3]) Eine besondere Eigentümlichkeit dieses Lettens, auf welche ich gelegentlich einer Exkursion durch Herrn stud. R. Folgner aufmerksam gemacht wurde, sind an einzelnen Stellen eingewachsene, wohl ausgebildete Gipskristalle von mehr als 1 *cm* Länge. Ihre Entstehung erklärt sich durch Einwirkung der zersetzten Pyrite des Diorites auf dem feinzerriebenen Kalk.

walde ansteigen, die Granitgrenze kreuzen, so daß man fast im Zweifel darüber sein könnte, ob nicht der Schutt im obersten Teile der kleinen Waldschluchten eine anstehende Kalkpartie verdeckt. Auch im südlichen Teile des Fürstenwaldes gegen den Jakobsberg bei Eibenschitz liegt da und dort ein vereinzelter Kalkblock. Tischgroße Blöcke von Devonkalk liegen im verwachsenen Gehänge am linken Ufer der Rokytna, wo dieser Fluß südlich von Niemtschitz in den Granit eintritt. Aber am auffallendsten werden diese Vorkommnisse an der Eisenbahn, unweit des Kromauer Bahnhofes; mehrere Meter große Blöcke liegen im Einschnitte nächst dem Wächterhause, wo die Bahnlinie kurz nach ihrem Eintritte in den Kromauer Gemeindewald gegen Norden umbiegt. Kalktrümmer und Kalkschutt finden sich an den Waldwegen der Umgebungen in einem Umkreise von etwa einem halben Kilometer gegen Norden und gegen Süden; doch gelang es mir nicht, hier ein unzweifelhaft anstehendes Kalkvorkommen nachzuweisen.

Die weitere Fortsetzung des östlichen Randbruches über das Südende der Furche hinaus und seine Zerteilung in zwei Brüche, wie sie in der geologischen Karte der Gegend von Mißlitz und Hosterlitz so auffallend hervortritt, wird weiter unten besprochen werden.

2. Verwerfungen und Flexuren am Westrande.

Nicht so einheitlich ist der Westrand des Grabens. Die Neigung der Flöze und Sandsteine, welche in dem ganzen Gebiete nördlich der Iglawa durchschnittlich 30—40° beträgt, übersteigt gewiß das Maß einer ursprünglichen Neigung der Sedimente. In einigen Schächten (Juliusschacht, Ferdinandschacht) wurde im Liegenden der Flöze der Gneis angefahren und die Schachtprofile zeigen deutlich, daß das ganze Flözsystem zugleich mit seiner Unterlage an einer wechselnd steilen Flexur niedergebogen wurde. Stellenweise aber ist die Flexur von kleineren Brüchen und Absenkungen begleitet und die steil einfallende Grenze der flözführenden Gesteine gegen den Glimmerschiefer an der Oslawa, am Padochauer Bache und im Balinkatale muß als Verwerfung gedeutet werden. Auch südlich der Iglawa, wo die Schichten im allgemeinen flacher gelagert sind, kann, vielleicht mit Ausnahme einer kleinen Sandsteinpartie SO von Pollanka, eine Auflagerung des Oberkarbons auf dem Grundgebirge nicht beobachtet werden. Die Schichten lehnen sich nicht an das im Westen höher ansteigende Grundgebirge; in den Steinbrüchen nördlich von Kromau sind sie sogar flach gegen West geneigt.

Die Westgrenze verläuft auch nicht so geradlinig wie der östliche Hauptbruch; manche Unregelmäßigkeiten mögen auf Unebenheiten der ursprünglichen Gneisunterlage zurückzuführen sein. Am auffallendsten ist das unvermittelte Vortreten der Gneisgrenze gegen Osten, nördlich von Segengottes bei Okrouhlik. Hier setzen zahlreiche neue Störungen ein, wie die Aufschlüsse in den Gruben lehren, aber das Heranrücken des Flözes an die Gneisgrenze wird zum Teil auch durch das allmähliche Auskeilen des Liegenden hervorgerufen.

3. Brüche im Innern des Grabens.

Wie schon bei der Beschreibung der Profile hervorgehoben wurde, begleitet den östlichen Randbruch im nördlichen Teile des besprochenen Gebietes eine parallele Störung und zwischen diesen beiden Brücken ist ein Streifen von Liegendkonglomerat mit Schollen von Devonkalk und Kulm eingeklemmt. Die Kalkblöcke, welche den Hauptbruch begleiten, sind ebenso wie die losen Trümmer in der Lettenkluft bei Budkowitz, nur die letzten Reste solcher an der großen Dislokation gänzlich abgequetschter Schollen.

Südlich von Neslowitz verbreitert sich der östliche Konglomeratstreifen; die innere Parallelverwerfung wird durch große Unregelmäßigkeiten in der Lagerung in der Schlucht unterhalb „Starý hory" (Profil VII, Taf. XVII) nachgewiesen. Weniger deutlich ist ihr Verlauf weiter im Süden, wo die beiderlei Konglomerate an beiden Seiten der Furche an Mächtigkeit sehr zunehmen und in ihren petrographischen Eigenheiten weniger scharf unterschieden sind als im Norden. Es scheint aber, daß eine die beiden trennende Störung in der Nähe der Brandschiefer oberhalb des Kromauer Jägerhauses hindurchzieht und sich von hier quer über die Stadt Kromau und über die Bahnhofstraße zum Rokytnatale unterhalb Rakschitz fortsetzt.

Der schmale Streifen von Oberkarbon- und Permsedimenten ist zwischen dem Hauptbruche im Osten und den Flexuren und Brüchen von geringerer Sprunghöhe im Westen schief eingeklemmt, so daß er im großen ganzen mit sanfter Neigung allmählich von Süden gegen Norden hinabtaucht. Im Norden sind, wie bereits oben auseinandergesetzt wurde, die Sandsteine und Schiefer des Rotliegenden im Hangenden der Flöze die vorherrschenden Gesteine; bei Kromau sind die Konglomerate des Liegenden über die ganze Breite des Grabens ausgedehnt und bei Rakschitz ist die Ausfüllung der Furche ganz herausgehoben, so daß die Unterlage, zunächst kristallinische Schiefer und dann Devonkalk und Kulm, zum Vorschein kommt.

Der allgemeine Bauplan ist im einzelnen durch zahlreiche Unregelmäßigkeiten gestört; sie sind im wesentlichen von zweierlei Art. Die einen sind die Ungleichförmigkeiten der ursprünglichen Ablagerung, die ihren auffallendsten Ausdruck finden in der schwankenden Mächtigkeit des Liegenden. Es ist ja, wie aus dem zu Anfang Gesagten hervorgeht, der südliche Teil der Furche ein schmaler Streifen aus einem einstmals wohl viel breiteren Schuttdelta, das mit von Süd oder Südost gegen Nord oder Nordwest abnehmender Mächtigkeit über dem kristallinischen Grundgebirge aufgeschüttet wurde. Erfahrungsgemäß finden in solchen Sedimenten häufig schon kurz nach ihrer Aufschüttung, Abgleitungen und Verdrückungen der weicheren Schichten zwischen den härteren statt; infolge der späteren tektonischen Bewegungen des ganzen Gebirges läßt sich kein Urteil fällen über den ursprünglichen Neigungswinkel der Ablagerung. Aber manche Vertaubungen und Verdrückungen der Flöze, wie sie der Bergbau besonders an den beiden Enden seines Gebietes, bei Okrouhlik und bei Neudorf, nachgewiesen hat, dürften auf die angedeutete Weise zu erklären sein.

Die zweite Art der Unregelmäßigkeit sind die rein tektonischen Störungen, besonders Verwerfungen mit geringer Sprunghöhe, die sich am Tage schwer nachweisen lassen, die aber nach den Aufschlüssen im Bergbau in einzelnen Teilen des Gebietes in größerer Anzahl auftreten. Das Vortreten der Gneisgrenze nördlich von Segengottes gegen Osten steht im Zusammenhang mit einer Gruppe von kleineren Verwerfungen, welche mit etwas bogenförmigem Verlaufe das Flöz streichend oder spitzwinkelig durchschneiden. Der westliche Flügel ist meistens der gesenkte, so daß durch einzelne kleine Staffeln das Hinabsinken des Flözes gegen Osten verzögert wird.

Eine zweite Gruppe von Verwerfungen liegt unter dem Bahnhofe Segengottes und streicht nach NW, sie besitzen aber nur geringe Mächtigkeit und bringen das Flöz nur selten aus dem Zusammenhang. Spärliche und wenig mächtige streichende Verwerfungen oder widersinnige Absenkungen begleiten die ruhiger aber steiler lagernden Flöze bei Babitz und Zbeschau. Zwischen dem Annaschachte und Padochau streichen wieder einige Verwürfe gegen NW; einzelne unter ihnen verwerfen das Flöz um mehrere Meter.

Ein Grundriß der ehemaligen Dreieinigkeitszeche zwischen Neudorf und Oslawan, der mir durch Herrn Direktor Jičinsky freundlichst mitgeteilt wurde, verzeichnet zahlreiche gegen N oder NNW streichende Verdrückungen des Flözes und größere unbauwürdige Flächen. Auch diese Störungen schneiden in spitzem Winkel die Gneisgrenze und im großen ganzen ist der südliche und südöstliche Teil tiefer abgesunken. Nach Helmhacker biegt unter dem Dorfe Neudorf das Flözstreichen plötzlich um nach Stunde 8. Die Oberfläche ist hier unter der Lößdecke verborgen, immerhin mag das Vortreten der Gneisgrenze bei Neudorf gegen Ost auf eine kleine Querstörung hindeuten, welche mit gesenktem Südflügel den westlichen Randbruch durchschneidet.

Die allgemeine Tendenz der Sedimente gegen Norden, in dem Graben immer tiefer zu versinken, wird somit durch die das Flöz durchschneidenden Verwerfungen nicht gefördert, sondern verzögert. Von Norden gegen Süden fortschreitend gliedert sich der schmale Streifen in einzelne, unregelmäßige, spitzeckige, niedrige Staffeln, von denen die südliche stets ein wenig gesenkt ist. Man muß sich vorstellen, daß ohne diese kleinen Abstufungen der Sedimentstreifen sich schon früher aus dem Graben herausheben und weiter nördlich sein Ende erreichen würde.

Fragen wir nach den Aussichten für die Erschließung des Flözes in dem gegenwärtig noch unverritzten Gebirge, so sind dieselben, was zunächst den Süden betrifft, entschieden nicht günstig. Die in den alten Karten angegebenen zahlreichen Verdrücke des Flözes in der Umgebung von Neudorf mögen zum Teil tektonischer Natur sein, aber auch die Abnahme der Flözmächtigkeit in dieser Richtung deutet darauf hin, daß hier das ursprüngliche Ende der Ablagerung bald erreicht ist. Es scheint, daß das Flöz zwischen den gegen Süden immer gröber werdenden Deltasedimenten allmählich auskeilt. Die

Kohlenschmitzen in den Sandsteinen bei Hrubschitz und vielleicht auch die Brandschiefer bei Pollanka mögen die letzten nachweisbaren Spuren des Flözzuges im Süden darstellen.

Daß ein Emportauchen eines Gegenflügels am Ostrande der Mulde nicht erwartet werden darf, ergibt ein Blick auf die Profile; am östlichen Randbruche sind nur die tieferen Horizonte im Liegenden der Flöze erhalten geblieben.

Soweit bisher der Bergbau in die Tiefe gedrungen ist, haben die Flöze den gleichen Neigungswinkel gegen Ost beibehalten, ja in einzelnen Profilen (VI u. VII) ist er sogar noch steiler geworden. Nach dem Verhalten der Hangendsedimente an der Oberfläche, wie es sich in den Profilen V u. VI verfolgen läßt, wäre ein allmähliches Abnehmen der Neigung in noch größeren Tiefen, etwa in 700 *m* zu erwarten, vorausgesetzt, daß die konkordante Lagerung in dem mächtigen Schichtkomplex zwischen den Flözen und den höheren Rotliegendschichten nicht durch örtliche Stauungen oder Aufblätterungen gestört wird.

Am ehesten könnte man noch auf eine Fortsetzung des Flözes gegen Nord hoffen, unter den Rotliegendschichten bei Rziczan; wie oben auseinandergesetzt wurde, schneidet hier die Gneisgrenze spitzwinkelig das Streichen der Schichten, so daß die Flöze der Reihe nach an der Oberfläche verschwinden, und es würde eine weitere Fortsetzung des Flözes in der Tiefe übereinstimmen mit dem Gesamtbau des Grabens, nämlich mit dem oben beschriebenen allmählichen Hinabtauchen der ganzen Schichtserie gegen Nord. Aber die Abnahme der Liegendsedimente und auch der Flözmächtigkeit nördlich von Segengottes läßt leider befürchten, daß man sich auch hier bereits dem Ende der Kohlenablagerung nähert. Gegen Neudorf im Süden wäre der äußere, uferwärts gelegene, gegen Rziczan im Norden der innere, gegen die Beckenmitte gelegene Rand der deltaähnlichen Aufschüttung zu denken, in welcher das Flöz gebildet wurde.

IV. Tektonik in der südlichen Fortsetzung der Boskowitzer Furche.

1. Fortsetzung des Hauptbruches und Mißlitzer Bruch.

Bei Rakschitz, südlich von Mähr.-Kromau, endigt der Sedimentstreifen, welcher die Boskowitzer Furche ausfüllt. Aber die große Hauptverwerfung, welche in dem geradlinigen Verlaufe des Ostrandes des Grabens so deutlich hervortritt, läßt sich mit großer Deutlichkeit noch mehr als 10 *km* weiter gegen Süden verfolgen; bis südlich von Hosterlitz die zusammenhängende miocäne Überdeckung einen weiteren Nachweis verhindert.

Aber die Verwerfung bildet nicht mehr die Grenze zwischen den jungpaläozoischen Inlandsedimenten und der Brünner Intrusivmasse, sondern zwischen anderen tektonischen Einheiten. Im Osten des Bruches, bei Rakschitz, kommt, wie erwähnt, unter den Liegendkonglomeraten die kristallinische Unterlage zum Vorschein, und zwar

der Bittescher Gneis und die Phyllite der moravischen Zone. Sie sind teilweise verhüllt durch Löß und miocäne Sande.

Zwischen Lißnitz und Petrowitz erscheint zunächst eine kleine Kuppe von Grauwacke und Konglomerat des Kulms[1]; er taucht nördlich von Kodau nochmals als kleine Kuppe aus dem Löß, gewinnt südlich von Kodau größeren Zusammenhang und erstreckt sich von dort, ebenfalls teilweise von Löß verhüllt, als ein etwa 1 *km* breiter Zug bis Hosterlitz. Kuppen von Devonkalk begleiten den Kulm, und zwar sowohl im Osten im Lißnitzer Walde als auch im Westen bei Kodau.

Auf der Ostseite des Hauptbruches hält der Granit noch eine Strecke weit an, nachdem das Liegendkonglomerat nur mehr etwa einen Kilometer weit südlich vom Kromauer Bahnhofe nachgewiesen wird. Die Granitgrenze verläuft geradlinig gegen SSW zum Lißnitzer Walde, und obwohl das unmittelbar östlich angrenzende Gebiet durch Lehm und tertiären Sand und Schotter verborgen bleibt, ist doch der weitere Verlauf des Bruches durch einen niedrigen, aber deutlichen Abfall gegen Osten gekennzeichnet.

An der Straße, die von Lißnitz den Abhang hinauf nach Deutsch-Knönitz führt, stellen sich im Granit schiefrig-serizitische Quetschzonen ein, sie streichen NS; zu gleicher Zeit verläßt auch die Granitgrenze den Hauptbruch und verläuft nahezu gegen Süden ein wenig gegen West, in die Richtung gegen Mißlitz. Man kann leicht erkennen, daß hier ein zweiter Bruch von dem Hauptbruch abzweigt, er soll als der Mißlitzer Bruch bezeichnet werden. Zwischen die beiden Brüchen schiebt sich ein keilförmiges Stück von altkristallinischem Gebirge vor, mit vollkommen fremdem Bau. An der Lißnitzer Straße, im spitzen Winkel zwischen beiden Brüchen beginnend, verbreitert es sich gegen Süden und bleibt noch über die Mißlitz—Hosterlitzer Straße hinaus sichtbar. Diese Scholle wird hier der Mißlitzer Horst genannt.

Die Erscheinungen an der Hauptverwerfung gleichen jenen, die an dem Ostrande der Boskowitzer Furche beobachtet wurden. Die Bruchgrenze an dem kurzen Kalkzuge im Lißnitzer Walde ist nicht aufgeschlossen; am Südende des Kalkzuges, östlich von Kodau, werden zahlreiche Trümmer von ziemlich stark zersetzter, verruschelter und mylonitischer Grauwacke sichtbar, ganz ähnlich den Gesteinen, welche bei Neslowitz knapp an der Verwerfung auftreten. Nur da und dort findet man anstehendes Gestein mit senkrechter Schiefrung. Daneben finden sich einzelne Trümmer von zersetztem Uralitdiabas und Diabastuff, vielleicht Vertreter und Spuren von Unterdevon, welches hier den Kalkzug begleiten mag. Sie enthalten weiße, dichte, aplitartige Gänge, ebenso wie der Uralitdiabas am Spielberg und am Gelben Berg bei Brünn.

Sehr gut aufgeschlossen ist die randliche Verruschelungszone an den Abhängen des Kodauer Berges und der Wilden Berge. Der westliche Fuß dieses Hügels besteht noch aus Grauwacke, die Höhe aus Phyllit. In einem kleinen Graben östlich von Nispitz, am Westabhange des Kleinen Gasberges, ist an der Verwerfung zwischen

[1]) Siehe auch Erläuterungen z. geol. Karte, Bl. Trebitsch-Kromau, pag. 49.

Phyllit und schiefrig-mylonitischer Grauwacke eine etwa 6 *m* breite Bank von Kalk und kalkigem Schiefer als Vertreter des Devons eingeschaltet. Die Schieferung der Grauwacken sowohl wie die der Phyllite fällt senkrecht ein und streicht parallel der Verwerfung gegen NNO. In der Nähe trifft man auch hier graphitische Spuren in der Verwerfungskluft, wie das auch in den nördlichen Strecken des großen Bruches beobachtet wurde.

Anderer Art ist die Quetschzone am Mißlitzer Bruch. Der Granit ist sehr stark kataklastisch und serizitisch-schiefrig umgewandelt. An der Lißnitzer Straße haben die serizitischen Reibungsbreccien das Aussehen eines halbkristallinen Sandsteines und einer hellfarbigen, quarzreichen Grauwacke angenommen.

Die Quetschzone zieht sich südwärts fort, an der Schafhütte vorbei nach Deutsch-Knönitz. Weiße schiefrige Gesteine, stellenweise makroskopisch recht ähnlich einem Muskovitgneis oder Muskovitschiefer, mit Übergängen in einen aplitischen Granit, stehen an im Dorfe Deutsch-Knönitz und in dem ostwärts hinabführenden Graben.

In den Steinbrüchen NO von Mißlitz, unweit der Straße nach Wolframitz, ist aber der hornblendeführende Granit vielleicht kaum in höherem Grade kataklastisch beeinflußt, als das sonst im Gebiete der Brünner Intrusivmasse der Fall ist.

2. Der Mißlitzer Horst.

In den Hügeln südlich der Straße Mißlitz-Hosterlitz erscheint zuerst Granulit in Verbindung mit Granulitgneis und granatführendem Biotitgneis. An der Straße ist ein Band von dunklem Amphibolit WSW streichend eingeschaltet und in kleinen Schotterbrüchen bloßgelegt. Hieran schließt sich wieder ein breiter Streifen von meist glimmerreichem Biotitgneis, der den Oberberg bei Hosterlitz umfaßt; er führt häufig Granat, manchmal auch makroskopischen Fibrolith. Die Parallelstruktur tritt oft stark zurück und das Gestein wird zum Körnel- oder Perlgneis mit vielen aplitischen Adern. Schmälere Einschaltungen und Lesesteine von Amphibolit sind sehr häufig. Dunkler grobschiefriger Amphibolit mit schmalen Bänken, von lichtem Biotitgneis und mit pegmatitischen Adern wird an der Straße östlich von Hosterlitz gebrochen. Er streicht gegen Ost etwas Nord und fällt steil gegen Süd.

Auf den Biotitgneis folgt NO streichend ein etwa 600 *m* breiter Streifen von grobschuppigem Muskovitgneis und Muskovitschiefer mit stellenweisen Übergängen in grobschuppigen Zweiglimmerschiefer. Die besten Aufschlüsse befinden sich im Walde nördlich von Mißlitz gegen den Kleinen Gasberg; die Schiefrungsbänke fallen mit 50° oder noch steiler gegen SO. An dem Abhange vom Oberberge gegen Hosterlitz enthält er schmale Zwischenlagen von feinkörnigem, plattigen Biotitschiefer.

Bleigrauer Phyllit, sehr dünnschiefrig, manchmal tonschieferartig, bildet den Untergrund des Kleinen Gasberges und der Wilden Berge. Er enthält amphibolitische Zwischenlagen und plattige, quarzreiche Bänke. An der Straße auf den Wilden Bergen nach Kodau

ist eine nur $^1/_2$ *m* breite Bank von sehr feinkörnigem grauen Kalkstein im Phyllit bloßgelegt, sie fällt mit 60° gegen SSO.

Bald stellt sich der dünnblättrige Phyllit ganz senkrecht. Wo die neue Straße schief dem Abhang hinabführt, trifft man bereits auf die verruschelten schiefrigen Massen in der Nähe der Hauptverwerfungen. Sie sind von aplitischen und granitartigen Lagergängen durchzogen.

Stark zersetzte grauwackenartige Gesteine und Sandsteine, vergesellschaftet mit Trümmern von Aplit, findet man verstreut in dem Gebiete bis zu den Devonkalken des Lißnitzer Waldes. Nahe dem Waldrande sieht man auch anstehend weiße dichte Aplitgänge in den zersetzten Schiefern und dioritischen Gesteinen. Auffallend sind Lesesteine von Aplit mit Turmalin, der in den Apliten der Brünner Intrusivmasse niemals gefunden wird. Am östlichen Waldrande, in der Strecke zwischen dem Lißnitzer Walde und dem Bochtitzer Walde, nahe der Straße, fand ich auch einige Blöcke von kristallischem Kalk mit Kalksilikatmineralien (Calcit, farbloser Augit stark uralitisiert, Plagioklas, etwas Orthoklas und Titanit) und etwas chloritischen Kalk mit kleinen Turmalinkörnchen (im Graben südlich der Schafhütte).

Der Mißlitzer Horst ist somit ein Stück alten Grundgebirges von ziemlich mannigfaltigem Bau, welches von dem zusammenhängenden Grundgebirgsmassiv im Westen, durch die sudetischen Gesteine in der Fortsetzung des Boskowitzer Grabens losgetrennt ist. Während aber das ausgedehnte Gebiet von Rakschitz bei Kromau bis Znaim und weiter nach Süden aus den Gesteinen der moravischen Zone, dem Bittescher Gneis mit phyllitischen Zügen besteht, sind die Granulitgneise und fibrolithführenden Biotitgneise im Süden des Mißlitzer Horstes der höher metamorphen moldanubischen Masse zuzuzählen. So wie am Ribniker Berge bei Rakschitz und bei Dobelitz Glimmerschiefer und Muskovitschiefer unter die granat- und fibrolithführenden Biotitgneise von Weimisslitz mit steiler Schiefrungsfläche hinabtauchen [1]), schließt sich an die erwähnten Gesteine im Süden des Mißlitzer Horstes, das steil SO fallende Band von Muskovitgneis von Hosterlitz und Deutsch-Knönitz; und unter diese neigen sich auf den Wilden Bergen, ebenso wie bei Rakschitz die Phyllite. Die verkehrte Lagerungsfolge, nämlich: — Phyllit auf Glimmerschiefer und Muskovitgneis, dieser auf Biotitgneis und Granulit — ist die gleiche, die am Rande der moravischen Zone von der Donau durch Niederösterreich und Mähren bis zur böhmischen Grenze überall beobachtet wird, und der Mißlitzer Horst ist ein an Brüchen verschobenes Stück des SO fallenden Gegenflügels der verkehrten Überwölbung, an deren Rand die moldanubischen den moravischen Gesteinen in steiler Schichtstellung aufgelagert sind [2]).

3. Die Mißlitzer Breccie.

Diese Bildungen setzen den Markusberg südlich von Mißlitz und die umliegenden Kuppen zusammen; auch in Mißlitz selbst werden sie unter dem Lehm und dem miocänen Sand stellenweise sichtbar.

[1]) Siehe geol. Spezialkarte Blatt Trebitsch-Kromau.
[2]) Siehe Bau und Bild der böhmischen Masse, pag. 76.

Ihre Fortsetzung findet man weiter im Norden bei Deutsch-Knönitz und die diesen Konglomeraten entstammenden Kalk- und Granitblöcke finden sich noch in der unmittelbaren Nähe dieses Ortes [1]). In den Schotterbrüchen am Markusberge fallen die dem Konglomerat eingelagerten Sandsteinbänke mit 50° gegen Ost. Die unmittelbare Unterlage des Konglomerats ist nicht sichtbar. Es mag entweder dem im Westen sichtbaren Grundgebirge auflagern oder in einen Graben zwischen diesem und dem Granit des Brünner Stockes versenkt sein. Jedenfalls bezeichnet seine nordsüdliche Erstreckung die Fortsetzung des bis Deutsch-Knönitz sichtbaren Mißlitzer Bruches.

Die Hauptmasse dieser Sedimente ist eine großstückige Breccie mit grober Sandsteingrundmasse; nur vereinzelt, wie zum Beispiel am Markusberge, treten Sandsteinbänke auf. Die Blöcke sind meist kantig, seltener grob gerundet, in der Größe meist unter der Faustgröße, nicht selten aber auch bis kopfgroß und in Ausnahmefällen erreichen sie einen Durchmesser bis über $^1/_2 m$. Der häufigste Bestandteil ist Devonkalk; ja an einzelnen Stellen wird das Gestein zur förmlichen Kalkbreccie. Neben dem Kalk sind stellenweise sehr verbreitet und jedenfalls besonders auffallend Blöcke von einem grobkörnigen, rötlichen oder weißen, seltener blaß grünlichen, meist glimmerarmen Granit, meist ohne jegliche Spur von Abrollung. Das Gestein besteht aus Quarz, Plagioklas, Oligoklas, etwas Orthoklas, stark chloritisierten Biotittafeln und vereinzelten, auf die gleiche Weise umgewandelten Hornblendesäulchen. Das Gestein zeigt sich immer stark kataklastisch, die Quarze hochgradig undulös und die zonar gebauten Plagioklase im Kerne stark saussuritisiert. Das mikroskopische Bild ist recht ähnlich dem vieler plagioklasreicher Granitite der Brünner Intrusivmasse. Dennoch würde ich es nicht wagen, das Gestein mit dem Brünner Granitit zu identifizieren, da der makroskopische Habitus ziemlich verschieden ist. Der Granitit der Breccie ist vor allem bedeutend grobkörniger und auch anders gefärbt; es fehlt ihm die bezeichnende grünliche Farbe und die häufigen hellgrünen Epidotadern, die für den Brünner Granitit so bezeichnend sind. Die in letzterem Gesteine so häufigen Titanite wurden in den Schliffen aus der Breccie nicht wahrgenommen.

Weitere Bestandteile der Breccie sind die meist kleineren Trümmer verschiedener kristallinischer Gesteine, wie Biotitgneis, Muskovitgneis, Amphibolite, Glimmerschiefer und phyllitische Gesteine. Selten sind Stückchen von hartem glimmerigen Tonschiefer, von dichtem grünlichen Schiefer und von grauwackenartigen Gesteinen und Sandstein. Dazu kommen noch zahlreiche Trümmer von weißem oder rotem Quarz.

Paul [2]) stellte diese Bildung mit einem gewissen Vorbehalt zum Rotliegenden; es können damit nur die Liegendkonglomerate gemeint sein, die man unweit nördlich bei Rakschitz und Kromau vorfindet. Die Mißlitzer Breccie hat aber keine Ähnlichkeit mit diesen

[1]) Im Kartenblatte Znaim fälschlich als eine kleine Partie kristallinischer Kalke kartiert.

[2]) Erläuterungen z. geol. Karte, Bl. Znaim, pag. 24.

Sedimenten; das Material der ersteren ist viel mannigfaltiger und bis auf den Devonkalk von ganz anderer Zusammensetzung. Der Kulm, der dort den weitaus vorwiegenden Hauptbestandteil bildet, kann hier nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Dort fehlt dagegen jede Spur der hier so häufigen Granite. Die Trümmer der Liegendkonglomerate sind weniger kantig und lösen sich leichter aus dem Bindemittel, während in der Mißlitzer Breccie, die ungleichgroßen, unregelmäßigen Trümmer, viel fester verkittet sind. Graue glimmerige Sandsteine, wie sie in den Liegendkonglomeraten des Oberkarbon häufig sind, fehlen hier vollkommen.

Auch mit den Konglomeraten des Kulms, wie sie im Osten von Brünn große Gebiete einnehmen, kann man die Mißlitzer Breccie nicht vergleichen. Die kristallinischen Gesteinstrümmer, aus denen jene Bildungen bestehen, sind stets wohl gerollt und zeigen recht deutlich die Spuren eines längeren Wassertransports [1]).

Etwas größere Ähnlichkeit besitzt die Mißlitzer Breccie noch mit den allerdings viel kleintrümmerigeren Breccien, wie sie in Verbindung mit den Grauwacken des Kulms in der Nähe von Hosterlitz auftreten, mit denen sie auch die buntere rötliche oder dunkelgrünliche Färbung stellenweise gemein haben. Es scheint mir deshalb zumindest ebenso berechtigt, die Mißlitzer Breccie für eine besondere Ausbildung des Kulms zu halten, als sie den Sedimenten der Boskowitzer Furche gleichzustellen; weit wahrscheinlicher ist aber, daß hier in der Mißlitzer Verwerfung der Rest einer dritten selbständigen Bildung unbekannten Alters erhalten geblieben ist, die mit keiner der beiden genannten Stufen in eine Reihe zu stellen ist.

4. Umgebung von Znaim.

Bereits Cžjžek und Foetterle kannten die Granite der Umgebung von Znaim, welche als eine Fortsetzung der Brünner Intrusivmasse zu betrachten sind. A. Till hat diese Beobachtung in neuerer Zeit bestätigt [2]), und das Auftreten moldanubischer Glimmerschiefer und Amphibolite jenseits des breiten südmährischen Zuges moravischer Gesteine im Anschluß an das Unterdevon bei Dörflitz (O v. Znaim) gewinnt erhöhte Bedeutung durch seine Beziehung zum Mißlitzer Horst.

Die Quarzkonglomerate zwischen Dörflitz und Taßwitz gleichen vollkommen denen des Babylom und des Gelben und Roten Berges bei Brünn. Nach Till sind sie an einem nordsüdlichen Bruche gegen den westlich angrenzenden Granit abgesunken. Man sieht ein Stück einer schmalen nordsüdlichen Grabenversenkung, vollkommen analog jener vom Babylom und von Brünn. Beide Gräben verlaufen parallel und sind von den gleichen Sedimenten ausgefüllt und in beiden Fällen verschwindet die südliche Fortsetzung unter der Tertiärbedeckung.

Denkt man sich den östlichen Randbruch der Boskowitzer Furche über Hosterlitz hinaus südwärts verlängert, so würde er an dem

[1]) F. E. Suess, Aus dem Devon- und Kulmgebiete östl. v. Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 43.

[2]) A. Till, Geologische Exkursionen im Gebiete des Kartenblattes Znaim. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 81.

Unterdevon von Dörflitz nahe vorbeistreichen. Die moldanubischen Gesteine bei Gurwitz sind vielleicht als eine Fortsetzung des Mißlitzer Horstes anzusehen. Die Granite und Diorite des Thayatales bei Znaim liegen westlich jener gedachten Verlängerung. Es ist bisher nicht bekannt, ob sie gegen die benachbarten moravischen Gneise bei Znaim durch eine Verwerfung getrennt sind; aber weiter im Süden, bei Retz in Niederösterreich, und westlich davon bis Karlslust, ferner auch bei Eggenburg und Maissau greifen Granite, ganz ähnlich jenen der Brünner Intrusivmasse, tief ein in das moravische Grundgebirge.

Der große Hauptbruch, welcher in der Gegend von Boskowitz bis Kromau die eigentliche Trennungslinie bildet zwischen dem alten Grundgebirge und den sudetischen Gesteinen mit der Brünner Intrusivmasse, mag sich vielleicht unter der Tertiärdecke noch weiter fortsetzen; bei Mißlitz taucht aber eine Scholle moldanubischen Grundgebirges an seiner Ostseite auf. Bei Znaim breiten sich hinwieder die Gesteine der Brünner Intrusivmasse westwärts über diese Linie, mit den gleichen Anzeichen nordsüdlicher Zerklüftungen und Grabenversenkungen, welche allenthalben diesen großen Batholithen beherrschen, der sich dann, wie erwähnt, einerseits weit gegen Westen ausbreitet, dessen Spuren sich aber auch noch weit im Süden, nahe der Donau und knapp am Rande der alpin-karpathischen Ketten, am Waschberge bei Stockerau, nachweisen lassen.

V. Der Ostrand des südböhmischen Grundgebirges.

Die Kalkklippen von Eichhorn mit den devonischen Korallen liegen nur wenige Kilometer östlich von den glimmerigen kristallinischen Kalken, welche jenseits der Boskowitzer Furche bei Laschanko die Serizitgneise und Phyllite des moravischen Grundgebirges begleiten. Den letzteren sind weiter im Westen und im Süden wieder die Glimmerschiefer und granatführenden Biotitgneise der moldanubischen Region mit ihren Linsen und Lagen von weißem Marmor mit Kalksilikatmineralien mit steiler Neigung aufgelagert. Diese gehören den tiefsten Umwandlungsstufen des Grundgebirges an. Die lange und komplizierte Geschichte des südböhmischen Grundgebirges, die Umwandlung mächtiger und mannigfaltiger Serien verschiedenartiger Sedimente und Eruptivgesteine zu kristallinen Schiefern verschiedener Tiefen- und Umwandlungsstufen, ihre Aufrichtung und Überstürzung, sowie ihre Durchdringung von jüngeren granitischen Massen und ihren begleitenden Pegmatitgängen, war bereits abgeschlossen, als die devonischen Kalke der Sudeten zum Absatze gelangten. Diese haben keine nennenswerte Metamorphose mehr erlitten. Eine Transgressionsepoche trennt sie von dem untersten Karbon und die steilgestellten Konglomerate des Kulms östlich von Brünn enthalten neben mannigfachen kristallinen Schiefergesteinen auch viele Trümmer von Devonkalk.

In die ältere paläozoische Zeit ist auch das Hervorbrechen der Brünner Intrusivmasse zu stellen mit ihren versenkten Schollen von hochmetamorphem Kontaktkalk und Hornfelsgneis. In ihrer ganzen

Erscheinungsweise, nach ihren chemischen Typen (tonalitische Granite) und auch hinsichtlich der begleitenden Ganggesteine ist sie völlig verschieden von den kalireicheren und an Kalk ärmeren granitischen Massen, welche, begleitet von turmalinführenden Pegmatitgängen, das moldanubische Grundgebirge durchbrechen [1]).

Ein Streifen von Uralitdiabas, stellenweise begleitet von rotem Quarzsandstein und Quarzkonglomerat, ist zwischen Czernahora und Brünn an nordsüdlichen Brüchen grabenartig versenkt (s. Karte, Taf. XVIII). In diesen Gesteinen vermutet man Vertreter des Unterdevons, und auch das Unterdevon der östlichen Sudeten ist ebenso wie die spärlichen klastischen Gesteine im Liegenden der Kalke bei Kodau von basischen Ergüssen begleitet.

Brüche bilden auch die Grenze zwischen der Brünner Intrusivmasse und den östlich anschließenden altpaläozoischen Gesteinen [2]), und eine vorwiegend nordsüdliche Zertrümmerung der ganzen Masse findet ihren Ausdruck in zahllosen Kluftflächen und Quetschzonen, welche den Batholiten durchziehen. Derselben Richtung folgt, außer dem erwähnten Graben von Uralitdiabas, auch der Mißlitzer Bruch, welcher den Mißlitzer Horst von der Brünner Intrusivmasse abtrennt und ferner auch die Brüche von Tasswitz bei Znaim, an welchen unterdevonische Quarzkonglomerate zwischen kristallinische Schiefer im Osten und Eruptivgesteine vom Typus der Brünner Masse im Westen versenkt sind.

Weitgehende Abtragung und Bloßlegung eines großen Teiles des südböhmischen Grundgebirges ist der Bildung des flözführenden Karbons von Rossitz vorangegangen. Die Verteilung der Geröllmassen an der Basis der Ablagerung deutet darauf hin, daß sich hier bereits zur Zeit der Bildung dieser Sedimente die Grenze zwischen dem Grundgebirge und den sudetischen Gesteinen befunden hat. In einer Mulde wurde von beiden Seiten her verschiedenes Material zusammengetragen. An einem steilen Gehänge im Osten scheinen zuerst die groben Rokytnakonglomerate, bestehend aus Kulmgeröllen, angehäuft worden zu sein; von Westen her wurden erst in einer späteren Phase die kristallinischen Gesteine herbeigeführt. Letzterer Transport hat länger angehalten, denn die höheren, feinkörnigeren Ablagerungen enthalten nur Gerölle des Grundgebirges. Die Brünner Intrusivmasse war aber damals noch unter der paläozoischen Decke verborgen.

Erst spätere tektonische Bewegungen bestimmten die heutigen Grenzen der Boskowitzer Furche. Von Boskowitz südwärts verläuft der östliche Randbruch vollkommen geradlinig und durchschneidet die Intrusivmasse. Die permokarbonische Decke wurde in die Tiefe gezerrt und Stücke der altpaläozoischen Überlagerung sind in den Kalkklippen mit den begleitenden Kulmresten bei Czebin und Eichhorn und weit im Süden bei Kodau erhalten geblieben. Es sind abgequetschte und in den Bruch hineingezerrte Schollen, weil größer, aber im wesentlichen ebenso zu deuten wie die Kalkblöcke in der Lettenkluft im Bruche bei Budkowitz und die vielen isolierten Kalk-

---

[1]) Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 388.
[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, pag. 31.

blöcke, welche den Bruch von Hoždetz bis zum Kromauer Bahnhofe begleiten.

Der weniger geradlinige Westrand des Grabens durchschneidet die mannigfachen Gesteinszüge und Systeme des Grundgebirges, unbekümmert um ihr wechselndes Streichen.

Nebst der Verschiedenheit der Gesteine zu beiden Seiten des Grabens verdient der bedeutende Gegensatz in struktureller Hinsicht hervorgehoben zu werden. Die nordsüdlichen Verwerfungen, an denen das Unterdevon des Babylom, und von Tasswitz bei Znaim und auch die Mißlitzer Breccie abgesunken sind, ebenso wie die zahlreichen Quetschzonen und die weitgehende Zertrümmerung an Cleavaflächen in verschiedener Richtung, die allenthalben in der Brünner Intrusivmasse beobachtet wurden, finden kein Analogon in dem Grundgebirge. Dort kann der bogenförmige Verlauf der Glimmerschiefer und einzelner Kalkzüge auf längere Strecken ununterbrochen verfolgt werden und das vollkristallinische Gefüge scheint der alten Scholle größere Starrheit und zäheren Zusammenhang verliehen zu haben.

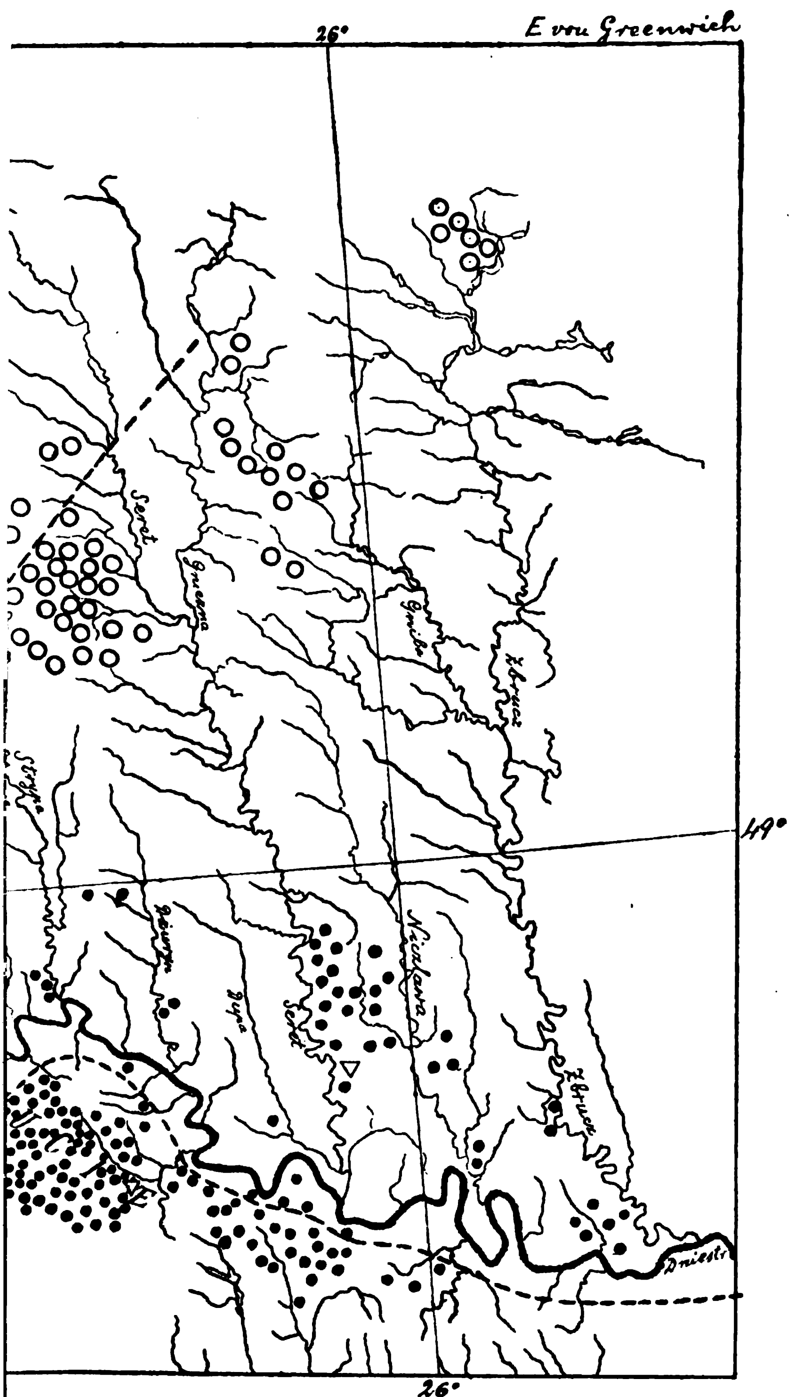
In welcher Weise der Sedimentstreifen mit den Kohlenflözen mit einseitiger Neigung gegen Ost in den Graben hinabgezogen ist — wie ein schmaler Streifen des Liegenden an inneren parallelen und spitzwinkeligen Sprüngen am Ostrand mit entgegengesetzter Neigung zugleich mit Schollen sudetischer Gesteine wieder hervortaucht, und wie sich ferner die ganze Ablagerung im Süden heraushebt, so daß dort das Liegende die ganze Breite der Furche einnimmt — lehrt das Studium der Profile durch den Graben, welches ergänzt wird durch die Aufschlüsse in den Bergwerken.

Die geradlinige Fortsetzung des östlichen Hauptbruches begrenzt zunächst die Kalke von Kodau und dann die Kulmscholle von Hosterlitz, welche zwischen die moravischen Gneise im Westen und die Granulite des Mißlitzer Horstes im Osten eingeklemmt ist. Man sieht, daß der Bruch von hier an ganz in das Grundgebirge fällt, dennoch trennt er auch hier zwei verschiedenartige Elemente; der Mißlitzer Horst besteht in seinem südlichen Teile aus den Glimmerschiefern und Gneisen, Granuliten und Amphiboliten der moldanubischen Region, die sonst von Oslawan südwärts bis zur Donau nicht mehr an den Ostrand des Grundgebirges heraustreten; — mit Ausnahme der Spuren von Glimmerschiefer und Amphibolit bei Gurwitz östlich von Znaim, welche als Fortsetzung des Mißlitzer Horstes aufzufassen sind.

Bei Znaim erscheinen im Westen des Bruches Gesteine der Brünner Intrusivmasse und die verborgene Fortsetzung des Bruches scheint ganz in der Brünner Intrusivmasse zu liegen, zwischen den Graniten von Eggenburg und Maissau im Westen und denen vom Waschberge bei Stockerau im Osten.

Das Rotliegende bei Zöbing, unweit Krems, nahe der Donau, besteht aus roten Sandsteinen, groben Arkosen mit Geröllen und pflanzenführenden Brandschiefern, und wurde von einigen Autoren mit dem Zuge der Boskowitzer Furche in Verbindung gebracht; es gehört jedoch einem kleinen selbständigen Senkungsgebiete an.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.



26°
E von Greenwich
Seret
Gniezna
Gniła
Zbrucz
49°
Strypa
Dżuryn
Dupa
Seret
Niczlawa
Zbrucz
Dniestr
26°



Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LVII, 1907.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

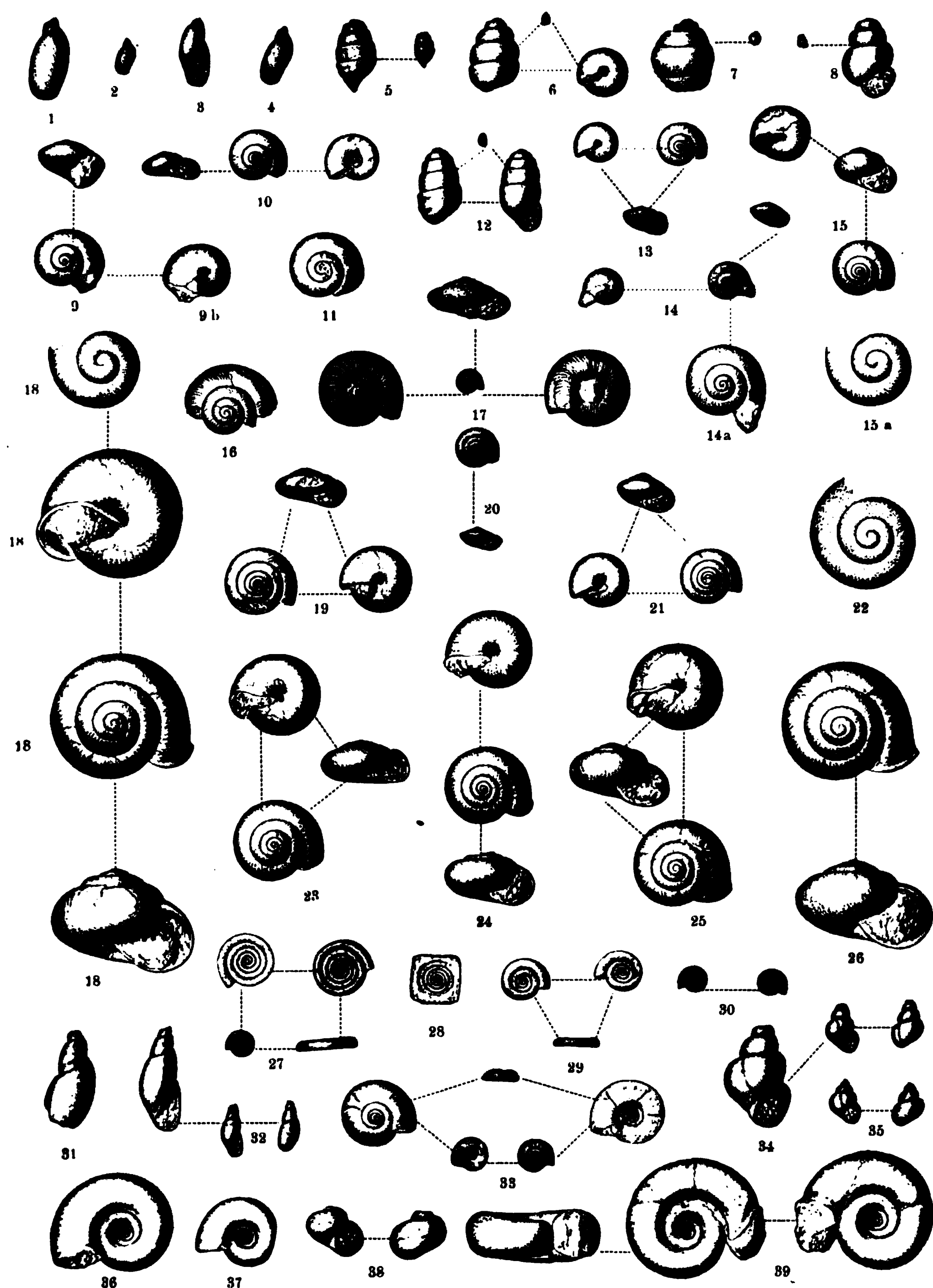


Fig. 1.



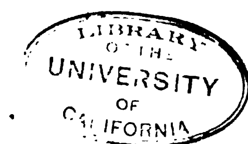
Fig. 2.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Band LVII, 1907.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LVII, 1907.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.



876



